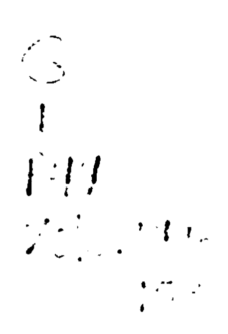




Vorläufiger Bericht

über eine

in den Jahren 1902 und 1903

ausgeführte

Forschungsreise in den zentralen Tian-Schan

von

Dr. Gottfried Merzbacher.

Mit 1 Karte und 2 Panoramen.

(ERGÄNZUNGSHEFT No. 149 ZU »PETERMANNS MITTEILUNGEN«.)

GOTHA: JUSTUS PERTHES.
1904.

Inhaltsverzeichnis.

Karten.

Einleitung.

Als ich im Jahre 1892 auf einer Reise in Zentralasien zum erstenmal ein Stück des zentralen Tian-Schan kennen lernte, empfing ich, schon bei einem nur flüchtigen Besuch, von diesen großartigen Gebirgsketten nachhaltige Eindrücke, die, später aufs neue belebt durch die Lektüre der meisterhaften Schilderungen des berühmten Tian-Schan-Pioniers P. P. Semenow und durch das Studium der Berichte seiner hochverdienten Nachfolger N. A. Sewerzow und J. W. Muschketow, in mir den Wunsch rege werden ließen, genaueren Einblick, besonders in die höchsten Regionen dieses Gebirges und seine Gletscher zu gewinnen, sowie zu ihrer Erforschung selbst etwas beizutragen.

Ausgedehnte Reisen in andere Gebirgsländer jedoch und umfangreiche Arbeiten ließen mich erst zehn Jahre später zur Verkörperung meiner Wünsche schreiten. Die einleitenden Schritte geschahen während meines Aufenthalts in der russischen Hauptstadt im Januar 1902, wo ich, ermutigt durch die mir zugesicherte Unterstützung der Kais. Russ. Geographischen Gesellschaft, vor allem ihres ersten Präsidenten Sr. Kais. Hoheit Großfürst Nikolai Michailowitsch und ihres aktiven Präsidenten, Senators P. P. Semenow, den Entschluß faßte, noch im gleichen Jahre die Reise in den Tian-Schan anzutreten. Die für mich kostbaren Ratschläge P. P. Semenows und das Studium der reichen russischen Literatur über den Tian-Schan, welche mir in dankenswerter Weise durch den ersten Sekretär der Kais. Russ. Geographischen Gesellschaft, Herrn Professor Grigoriew übermittelt wurde, bestärkten mich in meiner Anschauung, daß ein Sommer nicht genügen könne, um in den ausgedehnten, schwer zugänglichen Hochregionen des zentralen Tian-Schan etwas Ersprießliches zu leisten, zumal erst Erfahrung zu sammeln war über die technischen Schwierigkeiten, die den Forscher in diesen ganz besonders gearteten Schnee- und Eisregionen erwarten. Ich war daher vom Beginn an entschlossen, dem Unternehmen mindestens zwei Jahre zu widmen.

Viele hochverdiente russische Forscher haben unsere Kenntnis vom orographischen und geologischen Bau, vom Pflanzen- und Tierleben des Tian-Schan bereichert, doch gerade seine höchsten Teile, die mit Schnee und Eis bedeckten Regionen, waren bisher nur unvollkommen bekannt geworden. Nur durch ihre genauere Erforschung konnte jedoch Antwort auf so manche Frage erlangt werden, welche sich hinsichtlich des Baues der zentralsten Teile bei einem Blicke in die Karten sofort aufdrängten, sowie Aufschluß über so manche dunkle Punkte in der neueren Geschichte des gewaltigen Gebirgsreliefs. Zwar ist auch unsere Kenntnis von den Gletschern des zentralen Tian-Schan, besonders durch die Forschungen A. W. v. Kaulbars und durch die an wichtigen Ergebnissen in mancherlei Hinsicht reiche Expedition von J. W. Ignatiew und A. N. Krassnow sehr vermehrt worden, allein es blieb gerade inbezug auf die größten Gletscher noch vieles schleierhaft. Man kann eben ausgedehnte Gletschergebiete und ihre Umrandung, sowie den komplizierten Bau schwer zu überblickender Teile eines Hochgebirges nur erforschen, wenn man die Gletschertäler bis zu ihrem Schlusse durchwandert, wenn man hochgelegene Punkte ersteigt und von ihnen aus Überblick und Orientierung zu gewinnen sucht. Hierzu fehlte aber meinen

Vorgängern die Übung, Erfahrung und Ausrüstung; es handelte sich daher für mich darum, auch im Tian-Schan den Alpinismus in den Dienst der Wissenschaft zu stellen, wie es in anderen Hochgebirgen vonseiten so mancher hochverdienter Männer schon geschehen ist. Aus diesem Grunde sicherte ich mir auch durch Einladung eines der erprobtesten modernen Alpinisten, des Ingenieurs Herrn Hans Pfann aus München, eine schätzenswerte Hilfskraft und überdies engagierte ich einen tüchtigen, jungen Tyroler Bergführer, zu dem sich im folgenden Jahre noch ein zweiter gesellte.

Um der geologischen Erforschung der zu durchreisenden Gebiete besondere Aufmerksamkeit zuzuwenden, namentlich zur Anlegung einer paläontologischen Sammlung, hielt ich es für notwendig, die Hilfe eines jungen, energischen, auch in schwierigem Terrain arbeitsfähigen Geologen der Expedition zu sichern. Herr Professor Steinmann in Freiburg i. B. hatte die Güte, mir einen seiner Schüler und Assistenten, den jungen Geologen Herrn Hans Keidel zu empfehlen, der sich der Expedition auf meine Einladung hin anschloß. So bestand denn meine Expedition aus Kräften, mit deren Unterstützung ich hoffen durfte, der Wissenschaft einige Ergebnisse zu sichern.

Die Zeit für Vorbereitung eines so bedeutenden und für so lange Zeitdauer geplanten Unternehmens, für die Anschaffung und das Erproben der nötigen Instrumente und Apparate, der mannigfachen Ausrüstungsgegenstände und Materialien, war leider sehr kurz bemessen. Nur durch fieberhafte, angestrengteste Tätigkeit, sowie dank der Unterstützung opferwilliger Freunde, von denen ich nur den Namen des berühmten Hochgebirgsphotographen Cavaliere Vittorio Sella in Biella, sowie den des Kaukasusforschers, Herrn M. v. Déchy in Odessa, nenne, gelang es mir, die Expedition für 1902 noch ziemlich rechtzeitig auf den Weg zu bringen, allerdings schon um einige Wochen später, als es erwünscht gewesen wäre.

In diesem Bericht, den ich in Taschkent sogleich nach der Rückkehr aus dem Gebirge niederschreibe[1]), kann ich natürlich nicht schon genaue Rechenschaft über alle während dieser langen und mühevollen Reise ausgeführten Arbeiten ablegen, nicht alle Beobachtungen von wissenschaftlichem Interesse mitteilen, die gemacht wurden. Zweck dieses Berichts ist vielmehr, nur das genaue Itinerar der Expedition bekannt zu geben und eine größere Reihe von Tatsachen, besonders neuen, bisher nicht bekannten mitzuteilen, ohne jetzt schon weitgehende Folgerungen daran zu knüpfen, bevor noch die reichen, während der Expedition angelegten Sammlungen wissenschaftlich untersucht und bestimmt sind. Da diese Arbeit jedoch voraussichtlich längere Dauer in Anspruch nehmen, somit der genauere Reisebericht, dessen geologischen und geotektonischen Teil Herr Keidel auszuarbeiten übernommen hat, erst in entfernterer Zeit veröffentlicht werden kann, war es nötig, dem vorläufigen Bericht schon etwas mehr Inhalt zu geben, als es durch eine trockne Aneinanderreihung von Daten hätte geschehen können und schon jetzt mindestens ein beiläufiges Bild der durchreisten Gegenden vorzuführen. Hierbei war ich bestrebt, namentlich Beobachtungen über die heutige und frühere Vergletscherung des Tian-Schan, sowie über Besonderheiten in den physischen Zügen seiner Talbildungen ins Feld zu führen, da auf die Geschichte der Tal-

[1]) Dieser Bericht wurde am 18. April d. J. von Taschkent aus an die Redaktion abgeschickt, also zu einer Zeit, wo der Reisebericht des Herrn Dr. M. Friederichsen: »Forschungsreisen in den zentralen Tian-Schan und Dsungarischen Ala-tau.« (Mitteilungen der Geograph. Gesellschaft in Hamburg, Bd. XX, August 1904) und der des Herrn Giulio Brocherel: »In Asia Centrale.« (Bolletino della Societa Geographica Italiana, Juli 1904 ff.) noch nicht erschienen waren, und mir von den Ergebnissen, besonders der italienischen Expedition, ja sogar von der Route, welche sie eingeschlagen hat, auch nicht das Allermindeste bekannt geworden war. Aus diesen Gründen sind, da mir die Zeit fehlte, meinen Bericht nach dem Erscheinen der erwähnten Publikationen nochmals umzuarbeiten und da seine Veröffentlichung nicht noch länger hinausgeschoben werden durfte, in meinem Bericht auf erwähnte beide Veröffentlichungen keinerlei Beziehungen genommen. Insbesondere war mir bei Abfassung meines Berichts gänzlich unbekannt, daß mehrere Täler und Örtlichkeiten, von denen ich annehmen mußte, daß meine Expedition die erste war, welche sie berührt hatte, schon vorher von der italienischen Expedition besucht worden waren.



bildung und auf die heutige und ehemalige Eisbedeckung im Tian-Schan während dieser Expedition hauptsächlich meine Aufmerksamkeit gerichtet war. Freilich von Mitteilung botanischer, zoologischer, klimatischer Beobachtungen mußte fast gänzlich abgesehen werden, um dem Bericht nicht einen seinen Abdruck erschwerenden Umfang zu geben.

Am 15. Mai 1902 verließ ich München in Begleitung der Herren Hans Pfann und Hans Keidel. Wir trafen in Wien mit dem vorher engagierten Bergführer Franz Kostner aus Corvara zusammen und fuhren nach Odessa, wohin der größere Teil des Gepäcks vorausgeschickt war. Dort gab es mehrtägigen Aufenthalt wegen Erledigung der Zollformalitäten und Übernahme der durch Freundeshilfe bereitgestellten Vorräte von Konserven, Zwieback usw. Infolge der vom Kais. Russ. Ministerium der Finanzen in dankenswerter Weise bewilligten freien Einfuhr meiner Ausrüstung, Instrumente, Apparate, verlief die Zollbehandlung rasch und wir konnten uns bis zur Abfahrt des Dampfers der liebenswürdigen Gastfreundschaft des bekannten Forschungsreisenden, Herrn M. v. Déchy, sowie der des Krymisch-Kaukasischen-Bergklubs und der seines überaus gefälligen und hilfreichen Präsidenten, Herrn Professors Ilowaisky, erfreuen.

Am 25. Mai landeten wir in Batum und fuhren weiter nach Tiflis, wo es abermals mehrtägigen Aufenthalt gab, da ich dort die mir vom Chef der topographischen Abteilung im großen Generalstab in St. Petersburg, Herrn Generalleutnant von Stubendorf, gütigst überlassenen Karten zu übernehmen hatte und überdies auf dem Observatorium sämtliche Instrumente nochmals überprüfen ließ.

Ich hatte in Tiflis die hohe Ehre, vom ersten Präsidenten der Kais. Russ. Geographischen Gesellschaft, Sr. Kais. Hoheit Großfürst Nikolai Michailowitsch, empfangen zu werden. Wie Se. Kais. Hoheit mir schon in Petersburg die vorbereitenden Schritte für die Expedition erleichtert hatten, nahmen Sie auch an deren Entwicklung regen Anteil und sicherten mir Ihren ferneren Beistand zu.

Nachdem sich in Tiflis der Expedition der Präparator, Herr E. Russel aus Pjatigorsk, angeschlossen hatte, erfolgte die Weiterfahrt über Baku nach Krassnowodsk und auf der Transkaspischen Eisenbahn nach Taschkent, wo ich infolge von Empfehlungen seitens der Kais. Russ. Ministerien des Auswärtigen und des Krieges und dank dem Atkritiilist der Kais. Russ. Geographischen Gesellschaft, den freundlichsten Empfang bei Sr. Hohen Exzellenz, dem Generalgouverneur von Turkestan, Herrn Generalleutnant Iwanow, fand. In dankenswerter Bereitwilligkeit wurden die offiziellen Papiere ausgestellt, welche mir die Unterstützung aller Behörden in den von mir zu durchreisenden russischen Territorien sicherten.

Da die Dauer der Expedition auf zwei Jahre vorgesehen war, mußten nun die Vorräte an Materialien, Konserven usw. geteilt und der für das zweite Jahr bestimmte Teil verpackt und nach Kaschgar verschickt werden. Dank der werktätigen Unterstützung meines verehrten Freundes, Herrn R. Schubert in Taschkent, konnte auch diese Angelegenheit und so manche andere in befriedigender Weise erledigt werden, so daß die fünfköpfige Reisegesellschaft am 9. Juni, nun mit vielem Gepäck, die unter solchen Umständen erschwerte Tarantaßfahrt durch die zentralasiatischen Steppen antreten konnte.

Während ich von Pischpek aus am 18. Juni allein nach Wernoje fuhr, um mich dort dem Gouverneur des Semiretschenskischen Kreises, Sr. Exzellenz Herrn Generalleutnant Jonow, vorzustellen und von ihm noch spezielle Empfehlungen für die seiner Administration unterstellten Behörden in Empfang zu nehmen, machten die Herren Pfann und Keidel einen Ausflug in das Alexandergebirge und erstiegen dort einen der höchsten Gipfel. Das große Gepäck ging einstweilen unter Aufsicht von Kostner und Russel mit dunganischen Fuhrleuten weiter nach Prschewalsk. Am 24. Juni fand ich mich mit meinen Gefährten in Tokmak wieder zusammen und weiter ging die Fahrt entlang dem nördlichen Ufer des

Issyk-kul nach Prschewalsk. Dort traf ich zu meiner Freude mit der Expedition des Herrn Professors Saposchnikow aus Tomsk und deren Teilnehmern, darunter Herrn Dr. M. Friederichsen aus Hamburg, zusammen. Freundliche Begrüßungen wurden getauscht. Anfänglich war ich besorgt, die Saposchnikowsche Expedition und die meinige könnten der gleichen Route im Hochgebirge folgen, was im Interesse der Forschung um so mehr zu bedauern gewesen wäre, als in einem derart ausgedehnten und so wenig erforschten Gebirgsgebiete, wie der zentrale Tian-Schan, genügend Raum für die forschende Tätigkeit mehrerer Expeditionen ist. In entgegenkommender Weise teilte mir nun Herr Professor Saposchnikow sein Reiseprogramm mit, woraus hervorging, daß unsere Wege sich nur im Sary-dschaß-Tal, am Fuße des Semenow-Gletschers deckten. Und da die Saposchnikowsche Expedition überdies für jenen Gebirgsstreifen nur einen Aufenthalt von wenigen Tagen vorgesehen hatte, ungenügend zur genauen Durchforschung des großen Semenow-Gletschers, die einen wesentlichen Teil meines Reiseprogramms bildete, so erwies sich meine Besorgnis glücklicherweise als gegenstandslos. Leider verspätete sich die Ankunft des Gepäcks in Prschewalsk um fast eine Woche, ein großer Verlust für die Arbeiten der Expedition.

Von Prschewalsk nach Narynkol und in die Mukur-Mutu-Täler.

Erst am 2. Juli konnte die Weiterfahrt über den Santasch-Paß nach Karkara angetreten werden. Die Überschreitung des Passes (ca 2155 m), der durch Semenow und Sewerzow bekannt geworden ist, gab Gelegenheit, unsere ersten karbonischen Fossilien im Tian-Schan zu sammeln. Schon beim Abstieg vom Passe, der durch ausgedehnte Tertiärablagerungen führt, stößt man auf die ersten Zeichen einstiger Vergletscherung dieses Gebiets: Granit-, Porphyr- und Syenitblöcke, die aus den Höhen des Kungeu- und des Kuuluk-Tau vom Eise hierher gefrachtet wurden. Bald nachher, im Abstieg von den tertiären Sandsteinhöhen bei Taldü-bulak, erblickt man in der Tiefe den weiten, begrünten, alten Seeboden von Karkara (ca 2000 m), den im S eine lange, vielgipfelige, kleine Gletscher tragende Kalkkette (Basch-oglü-tagh) umfaßt und um etwa 1200 m überragt. An ihrem Rande sind die alten Seeterrassen gut erhalten. Im N und NW umschließen das weit ausgedehnte Becken niedere, stumpfe Tertiärrücken, Ausläufer des Tschul-adür, hinter welchen die weit bedeutenderen Höhen des Ketmen-Tau hier und da vorsehen. Am südwestlichen Rande dieses Beckens hatte Herr Keidel das seltene Glück, in diesen als fossilienleer geltenden tertiären Ablagerungen eine kleine Fauna sammeln zu können, welche für den Charakter und die Altersbestimmung wenigstens eines Teiles dieser Niederschläge von großer Bedeutung sein kann.

Die ausgezeichnetsten Alpenmatten mit einer prächtigen Flora schmücken den hochgelegenen, weiten Aufschüttungsboden, in dessen Mitte alljährlich in den Monaten Mai bis Oktober eine umfangreiche Stadt von Blockhäusern und Holzbuden sich erhebt, der berühmte große Jahrmarkt, der für die ungemein zahlreiche Kirgisenbevölkerung des Tekes-, Tschalkodü-su, Kegen und Tscharün-Gebiets von großer Bedeutung ist. Tausende von Kirgisenjurten umgeben in weitgezogenem Kreise die hölzerne Stadt. Dies ist der Handelsplatz, wo die Kirgisen ihre Erzeugnisse: Wolle, Felle, Schafe, Pferde gegen die ihnen nötigen Manufakturwaren umtauschen, welche hauptsächlich von tatarischen Händlern feilgeboten werden. Hier auf einem abgeschlossenen, dem Weltverkehr völlig entrückten, grünen Alpenboden, umwallt von firnglänzenden Bergketten, kann der Reisende einen merk-



würdigen Verkehr sich entwickeln sehen, Wirtschaftsformen beobachten, die einer in Europa seit Jahrhunderten entschwundenen Kulturepoche angehören und Bilder bieten sich dar, die an malerischem Reize nicht leicht übertroffen werden. Während der viermonatlichen Dauer des Jahrmarkts ist der Sitz der Verwaltungsbehörden der genannten Gebiete hierher verlegt und so hatte seinen Amtssitz hier auch der Bezirkschef des Narynkoler Bezirks, Herr J. J. Lichanow, von dessen Beistand nun das fernere Schicksal meiner Expedition abhing. Hier mußte der größte Teil der für die Gebirgsreise unentbehrlichen Reit- und Lastpferde und die hierzu nötigen Sättel, Decken, Zaumzeuge usw. gekauft, eine Anzahl gebirgskundiger kirgisischer Dschigiten, sowie einige Träger aus den ausgedienten Narynkoler Kosaken angeworben werden. Die Sicherung des Proviantnachschubs in das Hochgebirge und vieles andere war zu regeln. Dank der energischen Unterstützung des Herrn Lichanow wurde alles in wenigen Tagen erledigt, und ich konnte am 7. Juli die Weiterreise nach der Kosakenstaniza Narynkol (Ochotnitschi) antreten. Der Weg dahin führt aus den üppigen Grasflächen des alten Seebeckens nach einiger Zeit über wellenförmige Hochflächen in eine weite, grüne Landschaft, deren Relief durchaus der Wirkung einstiger Eistätigkeit seine Entstehung verdankt. Die Gipfel der im S ragenden Ketten Basch-oglü-tagh und Kapül-Tau werden durch weite, trogförmige Hochmulden getrennt, in deren jeder ein kleines Firnfeld und ein kurzer Gletscher liegen. Wie man deutlich zu sehen vermag, sind diese nur die Reste ehemaliger, in einer Glazialepoche sehr ausgedehnt gewesener Eisströme, deren Verlauf man an den nun begrünten, intakt gebliebenen, alten Grund-, Seiten- und Stirnmoränen gut verfolgen kann. Alle Oberflächenformen, welche eine vom Eise verlassene Landschaft charakterisieren, auch Drumlins, können hier beobachtet werden. Beim zweiten Besuch der Gegend führte mich der Weg in ein größeres Seitental (Basch-kara-bulak), wo ich Gelegenheit hatte, diese typischen Formen einer entschwundenen Glazialepoche genauer zu untersuchen und bis in die karartigen Weitungen des Gebirges zu verfolgen, wo große Firnmassen einst lagerten.

Nach Station Sary-dschaß-Tute wird das Flußbett des Tschalkodü-su verlassen und, den Gebirgsrücken in der Engschlucht Tute querend, in das oberste Tal des Tekes übergetreten. Beim Anblick der Gebirgsumwallung drängt sich dem Beobachter schon auf diesem Wege eine Erscheinung auf, die typisch für die zentralasiatischen Gebirge und besonders für den Tian-Schan ist: Die Mündungen der großen Quertäler älterer Entstehung sind stets weit geöffnet und ihr Boden liegt dort im gleichen Niveau mit dem des Haupttals, eine Folge der ungeheuren Aufschüttung im Gebiet schwachen Abflusses, wodurch der Fuß des Gebirgsrandes verhüllt wird.

Der Weg nach Narynkol bewegt sich fast nur im Gebiet des Tertiärs und jüngerer Fluß- und Seeablagerungen; nur eine Strecke weit, im erwähnten Engtal Tute wird eine Zone von Quarzporphyren und Hornsteinporphyren durchschritten, an deren Fuße das Tertiär liegt.

Am 9. Juli traf die Expedition in der nahe am Nordfuß der ersten Vorkette des zentralen Tian-Schan, hart an der chinesischen Grenze gelegenen Staniza Narynkol (ca 1760 m) ein, die nun für längere Zeit als Stützpunkt für die Forschungen im Hochgebirge diente. Um drei Wochen später, als geplant war, erreichte ich diesen Ort und es war daher keine Zeit mehr zu verlieren, wenn dem kurzen Sommer noch einige Erfolge abgerungen werden sollten.

Während Herr Keidel sich mit der Untersuchung des Tertiärs der Tekesebene und der dahinter im S aufragenden Kette karbonischer Kalke beschäftigte, trat ich am 10. Juli den ersten Gebirgsausflug an und reiste mit Herrn Pfann, dem Tiroler Kostner und einem Kosaken das Tekestal ca 20 Werst abwärts zur Mündung eines nach S in das Gebirge einschneidenden Quertals, Mukur-Mutu genannt. Zwischen den großen Quertälern des Großen und des Kleinen Musartflusses, die in beiläufig südlicher Richtung in den Nordrand der

großen Kette einschneiden, wird diese hauptsächlich nur durch drei kurze, von überaus dichten Fichtenwäldern erfüllte Quertäler zerteilt, die Mukur-Mututäler, die schon nach kurzem Laufe an einem ausgedehnten, hohen Plateaugebiet enden. Die kalmakische Bevölkerung des Tekestals versteht übrigens unter dem Namen Mukur-Mutu überhaupt den ganzen Abhang des Gebirges zwischen Klein- und Groß-Musart mit allen darin eingeschnittenen Quertälern, also das Gebiet, welches im O und W von den genannten großen Tälern, im S und SO von den Tälern Maraltö und Dondukol, im SW vom Ürtentötal begrenzt wird, Täler, von welchen im Laufe meiner späteren Ausführungen vielfach die Rede sein wird. Die Gegend wird auch mit dem Namen Kutingö bezeichnet. Ich möchte hier schon gleich hervorheben, daß die Darstellung dieses ganzen Landstrichs, wie die 40 Werstkarte sie bietet, auch nicht eine entfernte Vorstellung von der Wirklichkeit erwecken kann; beispielsweise ist von den Mukur-Mututälern nur eines eingezeichnet, und dieses gerade dreimal länger als sein wirklicher Verlauf ist. Die Erosion hat in dem hohen Plateaugebiet, auf dem die Mukur-Mutu-Täler ihren Ursprung nehmen, nur breite Rinnen von geringer Tiefe ausgearbeitet. Die gipfelreichen Ketten, welche das Quellgebiet aller obengenannten Täler umwallen, bilden zugleich den Rand der Plateaumasse, welche ihrerseits sich zu einigen kuppenförmigen Höhen aufwölbt. Nach der 40 Werstkarte scheint es, als ob sich in der südlichen Umwallung des Plateaus der Khan-Tengri erhöbe und hierüber Gewißheit zu erlangen, war die Veranlassung zu diesem Ausflug. Wir durchwanderten nur eine kurze Strecke das westlichste der Mukur-Mututäler (Talmündung ca 1850 m) und wandten uns bald scharf nach O, sehr steil über bewaldete, mit Alpenmatten von nie gesehener Üppigkeit bedeckte Abhänge ansteigend, wo eine wundervolle Alpenflora auf altem Grundmoränenschutt sich entwickelt. Stellenweise durchbrechen hohe Klippenzüge geschichteten, rosa Granits die steil gestellten, abradierten Schieferschichten und die auf ihnen abgelagerten weichen Formen des begrünten, alten Gletscherbodens; man gelangt zu einer Plateaustufe, wo wir in Höhe von ca 2350 m lagerten. Von dort wandten wir uns nach S zu einer weit höheren Plateaustufe empor, wo man bald in eine Zone dunkler, fossilreicher, dichter Kalke gelangt, die, jedoch ohne stark krystallinisch geworden zu sein, eine ungeheure Pressung gemeinschaftlich mit den zwischen ihnen aufragenden geschichteten Graniten erfahren haben, so daß von Organismeneinschlüssen das meiste bis zur Unkenntlichkeit verpreßt wurde und überdies nur sehr wenig hiervon herauszubringen ist. Die Ausbeute war also gering. Bei einem zweiten Besuch des Tales im folgenden Jahre glückte es an einer anderen Stelle, etwas besseres Material zu sammeln und hierdurch das Alter der Kalke als unterkarbonisch zu bestimmen. Diese dichten, dunklen Kalke wechsellagern mit hellen, etwas körnigen Kalkschiefern und weiterhin mit roten, tonig-kalkigen Schiefern. Die ganze Serie folgt dem Streichen der Granite (durchschnittlich N 35° O), die weiter im SO wieder auf die Kalke folgen, variiert jedoch sehr und geht höher oben in eine fast entgegengesetzte Richtung über. Dort befindet man sich in einem Verwerfungsgebiet: ein schöner Kesselbruch — in der Tiefe des Kessels ein kleiner See — liegt noch an der Grenze zwischen Graniten und Kalken in diesen; höher oben erscheint ein Teil der plateaubildenden Kalkmasse auf bedeutender Länge nach S gegen eine grabenartige Senkung niedergegangen, deren Achse (OSO) das quer durch das Plateau ziehende Hochtal Maraltö folgt. Von dem interessanten Gebiet eine genauere Schilderung zu entwerfen, würde über den Rahmen dieses vorläufigen Berichts hinausgehen; ich führe nur noch an, daß die Fundstelle der besser erhaltenen Fossilien gerade in einer Bruchfläche liegt.

Wir erstiegen eine der höchsten kuppenförmigen Anschwellungen des Plateaus (ca 3400 m), photographierten dort die prächtigen Gipfel am Ostrande des Ürtentötals und machten telephotographische Aufnahmen von der im S ragenden, kühn gegipfelten Eiskette, die parallel



dem hier ostsüdöstlich streichenden Hauptkamme vorgelagert ist; von diesem selbst konnte man nur einzelne Graterhebungen hinter der Parallelkette emporstreben sehen. Erhöbe sich aber der Khan-Tengri an der Stelle, wo er in der 40 Werstkarte und in allen anderen Karten eingetragen ist, so hätte man seine Pyramide von unserem Standpunkt aus unbedingt im S sehen müssen. Somit hatte dieser Ausflug nur zum Ergebnis, daß wir noch weiter in der schon früher entstandenen Ansicht bestärkt wurden, die Karten seien sämtlich in diesem Kardinalpunkt unrichtig. Nun galt es, die wirkliche Lage des Khan-Tengri festzustellen.

Das Bayumkoltal.

Der erste Vorstoß zu diesem Zwecke führte uns in das große Quertal Bayumkol (fälschlich Karakol und Biankol von einigen Reisenden genannt). Die Achsenrichtung dieses etwa 60 Werst langen Tales wechselt vielfach. Von der Ausbruchsstelle des Flusses aus dem Gebirge dringt das Tal in dieses in ungefährer Südrichtung ein, biegt nach SO, dann nach OSO um, nimmt abermals Südrichtung an und gabelt an seinem Schlusse in zwei Ästen, einem nach S und SW und einem nach SO ausgreifenden, beide von bedeutenden Gletschern erfüllt und von total vergletscherten Ketten umgeben, deren Gipfel mit zu den höchsten des zentralen Tian-Schan gehören, also bis 6000 m und darüber ansteigen. Diese Ketten bilden einen Teil des zentralen, wasserscheidenden Tian-Schan-Hauptkammes. Der dem Tale entströmende wasserreiche Fluß nimmt bei seinem Austritt aus dem Gebirge in die ungeheure, beckenförmige Weitung des Tekestals zunächst östliche Richtung, wo er die ausgedehnten Becken zweier ehemaliger Randseen durchfließt; von dem einen sind die aus tonig-sandigen Schichten erbauten Ränder vorzüglich erhalten. Der Strom wendet sich dann nach NNO, vorbei an der Staniza Narynkol und erreicht zuletzt in nördlicher Richtung den Tekes. Unser Weg in das Gebirgstal führte daher erst etwa 18 Werst am Unterlauf des Flusses durch eine Niederung, die in der Nähe der Staniza sumpfig ist und von einem breiten Gürtel dichten, hohen Gebüsches umgeben wird. In diesem Dickicht, durch das unser Weg führte, schwirrten Millionen von Bremsen, die meinen erst von den kühlen Gebirgsweiden herabgeholten Pferden derart zusetzten, daß sie unruhig wurden, ihre Lasten verschoben, wodurch erschreckt einige von ihnen die Flucht ergriffen, und ehe man es sich versah, waren alle anderen dem Beispiel gefolgt. Im Zeitraum von weniger als einer Minute waren alle zwölf Lastpferde, ihre Lasten abwerfend und an den Bindestricken nachziehend, in rasendem Galopp und mit den Hinterbeinen gegen die Gepäckstücke fortwährend ausschlagend, nach allen Richtungen in der weiten Steppe und deren Dickichten entflohen. Instrumente, Apparate, Provisionen usw. alles war dahin. Sprachlos vor Entsetzen sah ich dem Schauspiel zu. Wenn die unentbehrlichsten Ausrüstungsgegenstände besonders die Instrumente und Apparate zerbrochen waren, konnte kein Ersatz hierfür unter vielen Monaten herbeigeschafft werden und die Expedition war im Auslaufen aus dem Hafen schon gescheitert. Die Hüllen einer Anzahl Gepäckstücke waren unter den Hufen der Pferde geplatzt, ihr Inhalt, besonders die Konservenbüchsen im hohen Grase der Steppe zerstreut. Während ein Teil der Dschigiten und Kosaken den entflohenen Tieren nacheilte, suchten die anderen im Busch und Gras nach den einzelnen Gepäckstücken oder deren Inhalt. Nach einiger Zeit ließ sich übersehen, daß der Schrecken größer war als der Schaden, und daß ich noch verhältnismäßig glücklich um diese Klippe herumgekommen war. Die kostbarsten Gepäckstücke waren sämtlich unbeschädigt geblieben. Von Narynkol, wohin ich einen

Boten geschickt hatte, war Hilfsmannschaft gekommen; die Pferde konnten wieder eingefangen werden, die beschädigten Hüllen, Riemen usw. wurden in aller Eile ausgebessert und nach fünf Stunden war die Karawane wieder marschfähig; der Schrecken aber lag mir noch lange in den Gliedern.

Sobald man das erwähnte, geschlossene, ungefähr acht Werst lange Seebecken durch eine enge Pforte in seiner Umwallung verlassen hat, betritt man ein anderes, noch viel ausgedehnteres Becken, dessen Nordumrandung ein mäßig hoher Kalkzug bildet. Die terrassenförmigen Rücken des eben verlassenen Beckens setzen sich am Fuße des Kalkzugs entlang fort. In diesem Kalkwall bemerkt man gerade gegenüber der Mündung des Bayumkoltals am Nordende des Seebeckens eine torartige Bresche, durch welche jetzt nur das unbedeutende Flüßchen Ukurtschö geradewegs hinaus nach N gegen den Tekes fließt. Der Bayumkolfluß hingegen biegt unmittelbar bei seinem Austritt aus dem Gebirge, statt seinen nördlichen Lauf fortzusetzen, wo ihn hier in der weiten Ebene nichts behindern würde, das Felsentor im N zu erreichen und direkt dem Tekes zuzuströmen, plötzlich nach O um und trifft sofort auf eine ihm im Wege stehende Kalkklippe (Tastube), die er durchbrechen muß, sägt sein Bett tief in die Kalkfelsen am Rande des Gebirges ein, um seinen weiteren Lauf nach O, NO und N fortsetzen zu können, bis er endlich den Tekes erreicht. Was konnte den Fluß zu diesem komplizierten Wege veranlassen? Offenbar hatte er früher die Richtung gerade nach N über die Ebene und durch die einstens von ihm selbst geschaffene Bresche genommen, bis ihm in der Eiszeit entweder Eismassen oder Geröllablagerungen diesen Weg verlegten und ihn in die Ostrichtung zwangen. Für die Bedeutung der einstigen Vergletscherung legen alte Moränenmassen am Rande des Gebirges im Tekestal Zeugnis ab, an deren Form und Anordnung ich erkennen konnte, daß die einst aus dem Gebirge vorgedrungenen Eismassen die Kammhöhe der ersten Randkette überflutet hatten. Die Mündung des Bayumkoltals ist fast 1½ Werst breit geöffnet; die Sohle liegt in gleichem Niveau (siehe S. 5) mit dem Haupttal (ca 2100 m) und steigt, da ungeheure Aufschüttungsmassen das alte Bodenrelief verhüllen, nur ganz mäßig an (etwa 35 m pro Werst). Das Tal ist in beckenartige, bis zu 1½ Werst erreichende Weitungen gegliedert, die durch Zusammenschnürungen bis zu 350 m voneinander getrennt sind. Von diesen Weitungen enthielten die meisten Seen, durch alte Stirnmoränen aufgestaut, die in der Rückzugsperiode des gewaltigen früheren Talgletschers hintereinander aufgeworfen wurden. Nur bei zweien dieser Weitungen konnte ich andere Ursachen für ihre Entstehung erkunden: eine in der Nähe der Mündung des Tales Ak-kul ist zweifellos durch seitliche Erosion des Talflusses gebildet oder doch ausgestaltet worden, eine andere bei der Mündung des Seitentals Tör-ascha entstand infolge einer Verwerfung zwischen Kalken und chloritischen Schiefern.

Von den meisten der alten Stirnmoränen sind nur unbedeutende Reste erhalten; nur zwei von ihnen sperren noch heute als ungeheure Wälle das Tal, die eine bei der Mündung des Seitentals Alai-aigür, das, nach O ziehend, einen Übergang in das Saikaltal (Klein Musart) vermittelt und die andere bei der Mündung des Tales Kenem-Begu, das nach W zu einem Übergang in das Aschu-tör-Tal führt. Beide mehr als ½ Werst breite Moränen verdanken ihre Erhaltung gewaltigen Bergstürzen, die auf sie niedergingen, der erste aus Granit, der zweite meist aus phyllitischem Gestein bestehend. Da wo diese ungeheuren Blockmassen auflagern, erwiesen sich sowohl atmosphärische Einflüsse, als die Stärke der abräumenden Gewässer machtlos. Der Fluß mußte sich an beiden Stellen begnügen, sich einen Durchgang in tiefer, klammartiger Enge zu schaffen, wo er allem Anschein nach sein schon vor der Eiszeit innegehabtes Bett wieder einnahm und vertiefte. Außer diesen beiden monumentalen Zeugen der einstigen gewaltigen Vergletscherung des Tales sind solche auch in Form hochgelegener Felsabschleifungen, sowie von Moränenschuttanhäufungen oder in Schotterterrassen

an den Talrändern erhalten geblieben, überall, wo das Gehänge nicht zu steil ist; sie bilden bald am rechten, bald am linken Ufer viele Werst weit ausgedehnte Hochterrassen; an manchen Stellen kann man Moränenschutt bis mehr als 250 m über Flußniveau beobachten. An den Mündungen mancher Seitentäler, besonders der des Aschu-tör-Tals, sind die aus ihnen herausgekommenen, sehr bedeutenden Moränenwälle vorzüglich erhalten, an anderen durch Ausspülung umgelagert, wie am Ak-kul-Tal.

Am Eingang des Bayumkoltals bildet Granit die Umwallung, an den bald fossilienleere Kalke und Kalkschiefer, sowie dunkle Tonschiefer anschließen, worauf wieder Granit folgt. Granite sehr verschiedenartiger Ausbildung, Kalke, Kalkschiefer, Tonschiefer, auch Gneis und andere kristallinische Schiefer wechseln der ganzen Länge des Tales nach in unausgesetzter Folge ab und in sehr eigenartigen Lagerungsverhältnissen, auf welche indes hier um so weniger eingegangen werden kann, als Herr Keidel ein geologisches Profil des Tales aufgenommen hat, das er im geologischen Teile des ausführlicheren Berichts veröffentlichen und erläutern wird. Ich möchte nur schon jetzt hervorheben, daß Granit und Gneis vorherrschend am Bau der Umwallung beteiligt sind, daß die Sedimente immer wieder eingepreßt zwischen den Graniten ohne Kontaktbildung erscheinen und die Granite Merkmale starker Auswalzung zeigen, was auf Faltungsprozesse hindeutet, die beide Arten von Gesteinen gemeinschaftlich betroffen haben. Ferner sei der Einlagerung diabasischer Gesteine, besonders auch diabasischer Schiefer gedacht. Endlich sei schon jetzt auf die wichtige Tatsache hingewiesen, die hier im Bayumkoltal zuerst festgestellt wurde und ihre Bestätigung dann in sämtlichen von der Expedition besuchten, zum Hauptkamm leitenden Tian-Schan-Tälern fand: Die kristallinischen Gesteine reichen stets nur in mehr oder weniger große Nähe des wasserscheidenden, zentralen Hauptkamms; dieser selbst ist ausschließlich aus Sedimenten aufgebaut, die durch dynamometamorphische Prozesse zum Teil auch infolge von Durchbrüchen diabasischer Gesteine starke Umwandlung erfuhren. Am Bau der zentralsten und höchsten Region des zentralen Tian-Schan haben nur Kalke verschiedener Art, vorzugsweise dichte, dunkle Tonschiefer sehr verschiedenartiger Ausbildung, doch überwiegend dunkle mit Tafelschiefercharakter und Marmore verschiedener Färbung, meistens weiße oder hellgebänderte Anteil.

Das Tal zeigt den Charakter eines nordischen Alpentals mit trefflichen Alpenmatten und ausgedehnten, sehr dichten Fichtenwäldern (Picea Schrenkiana), mit welchen sich streckenweise auch Laubbäume (Cornus, Weiden, Ebereschen) vereinen. Das etwas goldführende Alluvium des Flusses hatte schon vor mehr als 45 Jahren, als diese Gegend noch zu China gehörte, Ausbeute durch Chinesen gefunden und die Versuche, Gold zu gewinnen, wurden später von russischen Unternehmern in belangreicheren Anlagen fortgesetzt, scheinen sich jedoch nicht gelohnt zu haben, da die Anlagen jetzt außer Betrieb sind und verfallen.

Der Fluß ist ungemein wasserreich, während der wärmeren Tagesstunden tosend wild und nur mit Gefahr zu überschreiten, was ich zu meinem schweren Schaden erfahren mußte. Eines der Lastpferde kam zu Fall, wurde von den Fluten sogleich in wirbelnder Bewegung fortgetrieben und konnte nur mit größter Anstrengung gerettet werden; von seiner Last ging ein Gepäckstück verloren, das fast alle meinem persönlichen Gebrauch dienenden Gegenstände enthielt.

Kurz vor der Mündung des großen Nebentals Aschu-tör sieht man plötzlich hinter einem quer über das Haupttal laufenden Waldgürtel die großartige Pyramide des Khan-Tengri auftauchen; der Berg sieht so genähert aus, daß man den täuschenden Eindruck empfängt, er stehe im Hintergrund des Bayumkoltals. Am Ende des erwähnten, großen, granitischen, auf der Höhe der ersten alten Endmoräne liegenden Bergsturzes angelangt, bei der Einmündung des Seitentals Alai-aigür, erblickt man zu Füßen in der Tiefe den Mittellauf des Bayumkoltals als waldumsäumtes Becken mit völlig ebener Sohle; es wird hier

für das Auge wiederum durch den Khan-Tengri großartig abgeschlossen und so schien es, als ob wir am Ende des Bayumkoltals unmittelbar zum Fuße des Riesen gelangen würden. Indes fanden wir dort zwar einen großartig vergletscherten Talschluß, einen Kranz vom Fuße bis zum Scheitel in Eis gehüllter, sehr hoher Berge, allein der Khan-Tengri fand sich nicht unter ihnen. Bei dem Umstand, daß der Berg keinen ebenbürtigen Rivalen besitzt, daß er die höchsten Gipfel der nahe an ihm gelegenen Ketten, noch um ungefähr 1000 m überragt, wird er eben von allen Seiten, sobald man sich in entsprechender Entfernung von ihm befindet, sichtbar. Seine Lage zu erkunden, sollte neben der geologischen Erforschung der Talumrandung und der topographischen Aufnahme der Bayumkolgletscher die Aufgabe der nächsten Zeit bilden.

Das Lager wurde am Ende des Haupttals (ca 3200 m) aufgeschlagen, in der Nähe der Stelle, wo der aus SO und der andere aus SW herbeiziehende Gletscherarm sich in gemeinschaftlicher Endzunge (ca 3250 m) vereinen. Während der südwestliche Gletscher, der längere, ein ziemlich geschlossenes und nicht sehr stark geneigtes Eisfeld von etwa 12 Werst Länge bildet, das zwischen zeltförmigen Firngipfeln an einem hohen Firnsattel entspringt, den ich erst im folgenden Jahre betreten sollte, ist der südöstliche Gletscher etwas kürzer, aber weit steiler und zerrissener; er entsteht aus der Vereinigung von dreien, aus den Schluchten der eisigen Talumwallung vorbrechenden, in einem zirkusförmigen Bassin zusammenfließenden Eisströmen. In der Eisdecke sind eine Anzahl trichterförmiger Seen eingetieft. Das weite Eisbassin wird unmittelbar überragt von einem Berge, der unter den in der Umkränzung der Bayumkolgletscher sich erhebenden Riesengipfeln der gewaltigste ist, sowohl an Höhe, als an breitmassiger Form und an Kühnheit des Baues. Von seiner eisgekrönten Schulter sinkt auf der Nordwestseite direkt zu den wilden Eisbrüchen des Gletscherbodens eine fast 2000 m hohe, senkrechte Wand ab, an welcher natürlich weder Firn noch Eis zu haften vermag; sie besteht aus weißem und streifigem Marmor, weshalb wir den Berg zunächst die »Marmorwand« benannten. Neben dem Khan-Tengri ist dieser gewaltige Berg ein Wahrzeichen des zentralen Tian-Schan, ein Orientierungspunkt. Man erblickt ihn wegen seiner bedeutenden Höhe und, da er gerade im Schnittpunkt der Hauptkammverzweigungen aufragt, von weit und breit, von allen hochgelegenen Punkten aus, auch sogar aus der Tekesebene und erkennt ihn sofort an seiner merkwürdigen Gestalt und an seiner Marmor-Absturzwand. Es sollte sich jedoch erst später herausstellen, welche wichtige Rolle ihm im Bau des Tian-Schan zukommt.

Während zweier Wochen, die wir im Bayumkoltal verbrachten, waren wir mit der Untersuchung der Gletscher und ihrer Umrandung, Herr Pfann überdies mit ihrer Vermessung und Aufnahme beschäftigt, indes Herr Keidel ein geologisches Profil des Tales anfertigte und das hierzu nötige Belegmaterial sammelte. Die Arbeiten wurden jedoch vielfach durch zwei wichtige Faktoren gestört, zum Teil behindert: durch Ungunst des Wetters und durch das Versagen der Träger in schwierigem Terrain. Der Sommer 1902 zeichnete sich überhaupt durch unbeständige Witterung aus. In den Hochtälern des zentralen Tian-Schan wird diese jedoch außerdem durch lokale Verhältnisse in erheblicher Weise beeinflußt. Wie es sich im Verlauf der Reise erwies und durch die mit Regelmäßigkeit täglich zweimal ausgeführten meteorologischen Beobachtungen festgestellt werden konnte, ist jedem Tale ein besonderer Witterungscharakter eigen, der im wesentlichen von der Achsenrichtung des Tales abhängt. Für das Bayumkoltal ist maßgebend, daß es, nach N breit geöffnet, unmittelbar in die Weitung der Tekesebene mündet. Die dort während der Nacht stagnierenden und stark abgekühlten Luftschichten werden gegen Mittag durch die ungemein kräftige Insolation des Steppenbodens bedeutend aufgelockert, nehmen einen stürmischen Lauf gegen das Gebirge hin und dringen durch die breite Lücke des Bayumkoltals zu

dessen hochgelegenen Teilen empor, wo sie an den gegen N und NO gerichteten, verhältnismäßig kühlen Gehängen, an Temperatur rasch abnehmend, ihren Dampfgehalt kondensieren. Die Witterung im Hochtal war in der Regel vormittags gut, aber die Gewalt des mit Regelmäßigkeit in den ersten Mittagsstunden von der Ebene aufsteigenden Luftstroms ist so groß, daß sie die bis dahin im Hochtale herrschende Windströmung verdrängt, welche erst gegen Abend wieder in ihre mit Aufklären verbundenen Rechte tritt. Mit großer Regelmäßigkeit trübte sich die Atmosphäre täglich gegen Mittag, und um 2 oder 3 Uhr begannen Regengüsse oder Schneestürme, worauf abends und nachts wieder klares, reines Wetter herrschte. Diese Winde kondensieren übrigens ihre Feuchtigkeit schon in den mittleren Höhen und die höchsten Kämme empfangen nur wenig hiervon. Im Hauptlager (ca 3200 m) war die Witterung stets schlechter als auf den um 1000—2000 m höheren Lagen, wo wir gerade beschäftigt waren, die Niederschläge im Tale also andauernder und ergiebiger. Die trockne, konsistenzlose Beschaffenheit des Schnees auf den extremen Höhen des Tian-Schan, wovon noch mehr die Rede sein wird, findet zum Teil schon hierdurch eine Erklärung, wenn allerdings auch noch andere Umstände hierauf von Einfluß sind.

Was die Träger anbelangt, so desertierte ein Teil der Kirgisen in der Nacht, die anderen versagten den Dienst, wenn sie die Plage auf sich nehmen sollten, zu Fuß über Gletschereis größere Höhen zu ersteigen und, wenn auch nur ganz mäßige Lasten auf dem Rücken dahin zu tragen. Etwas besser waren die ausgedienten Kosaken: allein auch sie wollten das nicht leisten, was in den heimatlichen Alpen ein auch nur mittelkräftiger Träger mit Leichtigkeit bewältigt, von den Leistungen der Eingeborenen in Sikkhim und Kaschmir schon gar nicht zu reden. Vor dem Hochschnee zeigten sie überhaupt die größte Abneigung, wiewohl sie alle von mir mit Tiroler eisenbeschlagenen Bergschuhen, mit Steigeisen und Eispickeln ausgerüstet wurden. Rechnet man zu den beiden ungünstigen Faktoren noch die schlechte Beschaffenheit des Hochschnees, der besonders an den Nord- und Osthängen trocken und pulverig, nur locker der vereisten Unterlage aufliegt, so kann man sich ein Bild von den kläglichen Schwierigkeiten machen, die sich unseren Forschungen entgegenstellten. Ich kam daher schon frühe zur Einsicht, daß die extremen Höhen des Tian-Schan kein Feld für den Alpinismus sind. Unsere anfängliche Absicht, die »Marmorwand« zu ersteigen, mußte aufgegeben werden, weil die Träger nicht dazu bewogen werden konnten, das zu einem mehrtägigen Aufenthalt unentbehrlichste Gepäck über Höhen von ca 5000 m hinweg zu einem Sattel am Fuße des Nordwestgrates des Berges zu bringen.

Das kleine Bergzelt hatten wir auf einer eisfreien Stelle (ca 3800 m) eines in der nordöstlichen Umwallung des östlichen Gletschers eingetieften Sattels aufgestellt. Wir machten von dort aus Vorstöße zu den ca 4300—4500 m hohen, granitischen (der Granit ist dort infolge Gebirgsdrucks in ungemein mannigfaltiger Weise verändert), von kleinen Gletschern gekrönten Felsgipfeln im NW und zu den 5000—5500 m hohen, völlig überfirnten Schieferkuppen im SO des Hochlagers, um von diesen Höhen aus Einblick in den Bau der umrandenden Ketten und in den Verlauf der sie trennenden Täler zu gewinnen, sowie um photographische, insbesondere telephotographisch-panoramatische Aufnahmen zu machen. Diese Aufnahmen werden von großem Werte sein für die Ergänzung der topographischen Aufnahmen, bei denen das Detail ohnedem durch Photogrammetrie erlangt wurde.

Von diesen Vorstößen war von besonderem Interesse der folgende: Am 28. Juli kurz nach Mitternacht verließen wir ein 4300 m hohes Biwak in der nordöstlichen Umwallung des östlichen Gletschers, umgingen in der Nacht auf gefährlichem Terrain an den Südsüdwestflanken einer hohen Firnkuppe dieses Hindernis und erklommen die nächste ca 5000 m hohe Firnkuppe, ließen uns von dort einige Hundert Meter zu einem Firnsattel hinab und strebten wiederum aufwärts zu einer ca 4800 m hohen, ähnlichen Gratanschwel-

lung. „Von dort stiegen wir hinab gegen O und gelangten so in den Schluß eines bisher unbekannten, gänzlich von Gletschereis erfüllten Tales, das zunächst nordöstlich, dann östlich und endlich südöstlich ziehend, in der Nähe des Musartpasses ausmündet, demnach eine Länge von etwa 40 Werst besitzt. Aus dem völlig ebenen Eisboden des Talschlusses wendeten wir uns gegen SSW und stiegen ca 400 m über Firngehängen an, worauf wir auf einem breiten Firnsattel am Fuße des Nordwestgrates der »Marmorwand« anlangten. Von hier aus eröffnete sich ein großartiger Ausblick: einerseits nach W hinab in die wilde Eislandschaft des Bayumkoltals, anderseits nach O in die langgestreckten Eisgefilde des neu entdeckten Tales. Dieses wird auf seiner Südseite von einer gewaltigen, gegen den Musartpaß hin sich erstreckenden, gänzlich übereisten Kette von prächtigen Gipfeln umrandet, zwischen deren tiefen Buchten überaus zerrissene, pittoreske Gletscher lagern, die meistens stufenförmig zum Hauptgletscher abstürzen. Diese von der »Marmorwand« abzweigende Kette ist zweifellos der wasserscheidende Hauptkamm zwischen Nord- und Südabhang des zentralen Tian-Schan, wie auch durch alle späteren Beobachtungen von den verschiedensten Standpunkten aus zur Untrüglichkeit erwiesen wurde. Ich schätze die mittlere Kammhöhe dieser Kette auf etwa 5000 m, die mittlere Gipfelhöhe auf annähernd 6000 m. Nur eine einzige tiefe Depression ist in dem Riesenwalle eingekerbt. Meine Erwartung, den Khan-Tengri in ihm aufragen zu sehen, wurde getäuscht, und die Frage hinsichtlich seiner Lage wurde immer schleierhafter. Weit entfernt konnte er nicht sein, aber in welchem der hinter dieser hohen Kette gelegenen Täler konnte er sich erheben? Sicher festgestellt war abermals nur die Fehlerhaftigkeit aller Karten in diesem Punkte. Da, wo ihnen zufolge der Khan-Tengri sein sollte, erhebt sich die »Marmorwand«. Auch die nördliche Umwallung des Eistals, wenn auch weniger hoch als die südliche, ist imposant; durch ihre Kammeinschnitte konnte man hinausblicken auf ein Meer von Gipfeln, viele davon noch von keines Menschen Auge gesehen. Ein Teil von ihnen gehört zur Umwallung der unerforschten Täler im NO und O unseres Standpunkts, von denen ich im folgenden Jahre, wenigstens einige durchwandern konnte. Wegen der dichten Firn- und Eishülle der hohen Kette, vermochte man von ihrem geologischen Bau nur verschwindend wenig zu sehen. Daß auch Diabas darin vertreten sein muß, erwies sich lediglich an Blöcken der spärlichen Schuttanhäufungen im Talschluß. Im folgenden Jahre vermochte ich die mit der Schlußkette des Bayumkoltals identische Zusammensetzung festzustellen. Beim Ausblick auf die rings ragenden, gewaltigen Bodenanschwellungen drängte sich zunächst die Wahrnehmung auf, daß die breiten Massen des Gebirges im O und W meines Standpunkts nur von wenigen tiefen Tallinien, diese offenbar sehr alter Entstehung, durchschnitten und hierdurch in einzelne Massive zerlegt werden, deren Decken jedoch in überwiegender Weise nur durch Hochmulden oder nicht stark eingetiefte Rinnen zerteilt und zu schmalen Kämmen und zahlreichen, den Plateaus aufgesetzten Gipfeln ausgestaltet sind. Die Mündungen jener, kleinere Firnlager und Gletscher bergenden Hochtäler liegen fast immer hoch über den Sohlen der Haupttalzüge. Ohne auf das interessante Thema hier näher einzugehen, will ich nur darauf hinweisen, daß zur Zeit, als die Rinnen der Haupttäler noch hoch hinauf mit Eis angefüllt waren, die kleinen, in diesen Hochtälern liegenden Zuflußgletscher ungefähr im Eisniveau der Haupttalgletscher mündeten. Als die Gletscher unten und oben sich zurückzogen, — die Seitengletscher natürlich rascher als die Haupttalgletscher — konnte, infolge der rasch zunehmenden Trockenheit des Klimas, auch Erosion durch fließendes Wasser nicht mehr erheblich zur Ausbildung jener jüngeren Täler beitragen, während anderseits, infolge verstärkter Abtragung der Gebirgskämme, die Auffüllung der Hohlräume mit Gebirgsschutt begann und sich fortsetzte, bis diese erst bei einem späteren, allerdings schon weniger kräftig einsetzenden Eisvorstoß abermals zum Teil mit Firn und Eis ausgefüllt wurden.



Wir haben im Relief der Decken dieser Massive demnach das Ergebnis einer nur mehr zu schwacher Wirkung gelangten Erosion und Ausräumung zu sehen, während in den tiefen Sammelrinnen, besonders in den Interglazialzeiten beide energisch wirkten und auch jetzt noch immer sehr kräftig fortarbeiten (Übertiefung). Die anhaltend ungünstigen Witterungsverhältnisse im Bayumkoltal veranlaßten mich, obgleich die Arbeiten noch nicht beendet waren, es vorläufig zu verlassen, um erst im Herbst, wo bei geringeren thermalen Gegensätzen zwischen Ebene und Gebirge, beständigeres Wetter zu erwarten war, dahin zurückzukehren. Ich wollte versuchen, ob nicht in einem anderen der großen Täler, im Sary-dschaß-Tal, bessere Witterungsverhältnisse die Forschung begünstigen würden.

Sary-dschaß-Tal und Semenowgletscher.

Wir zogen etwa 25 Werst talaus und wandten uns dort nach S in das schon erwähnte Seitental Aschu-tör, das einen großen Reichtum an Wasser, schönen Alpenmatten und Fichtenwäldern birgt. Das Tal hat eine ungefähre Länge von 25 Werst und erstreckt sich, steil in drei Stufen ansteigend, zwar in vielfachen Windungen, doch im allgemeinen nach SSW, in der Streichrichtung des Gneises, der, öfters in Granit übergehend, mit Kalken, phyllitischen und umgewandelten Tonschiefern, besonders auch Marmorschiefern, die im Unterlauf schroff gegipfelten Talränder bildet. Marmore und Marmorschiefer zeigen besonders im Talschluß infolge von Brüchen große Zerrüttung und außerordentliche Zerklüftungserscheinungen. Das Tal trägt allenthalben die Spuren seiner ehemaligen Eisbedeckung zur Schau, nicht allein in den Schuttablagerungen, sondern auch in der Abschleifung und Ausrundung der Felsumrandung, besonders gut im Oberlauf zu beobachten. Der jetzige Reichtum an Gletschereis ist nicht mehr groß, doch bergen einzelne von den vielen einmündenden Seitentälern kleinere, zwei davon ziemlich ansehnliche, jedoch auch schon stark abschmelzende Gletscher. Allenthalben ist Firn und Eis — besonders scharf an den Gehängen einiger schroffer, breitmassiger Felsgipfel zu sehen — jetzt an nördliche und östliche Exposition gebunden. Am Schlusse des Tales stiegen wir sehr steil über sumpfiges Wiesengehänge — der Wasserreichtum im Tale ist überraschend — einer alten Grundmoräne empor und gelangten zu einem Gletscher, dessen Überschreitung für die Pferde wegen der stark erweichten Schneedecke und der überschneiten Spalten sehr schwierig wurde. Den Firnsattel (ca 3900 m) überschreitend, gelangt man in das Tal Karakol, das zum Sary-dschaß-Tal ausmündet. Ich muß hier einschalten, daß die Kirgisen für dieses Seitental keinen anderen Namen als Karakol kennen, was ich auf vielfache Erkundigungen ebenso feststellen konnte, als daß nirgendwo im Tekestal die kirgisische Bevölkerung oder die Kosaken von Naryn-kol oder die berufenen Behörden für das Bayumkoltal auch den Namen Karakol anwenden. Herr Ignatiew hat daher, meines Erachtens zu unrecht, das eigentliche Karakoltal auf den Namen seines kirgisischen Führers Bektur-bulak umgetauft. Man kann mit geographischen Ortsbezeichnungen nicht vorsichtig genug umgehen, wenn man nicht Verwirrung stiften will. Herr Dr. Friederichsen, der mit der Saposchnikowschen Expedition den gleichen Übergang wie wir, zwei Wochen früher und in umgekehrter Richtung machte, legt in seinen »Reisebriefen« diesem Tale den Namen Aschu-tör bei, während er nur dem vom Passe nach N zum Bayumkoltal hinabziehenden Tale zukommt; dieses Nebental, das eigentliche Aschu-tör-Tal, hielt Dr. Friederichsen für das Haupttal Bayumkol, während doch schon der bei weitem bedeutendere Wasserreichtum des Haupttalstroms darauf hin-

weist, daß das Hauptal in südlicher Richtung und zu großen Gletschern führen muß. Den Paß selbst nennt er Narynkol-Paß, offenbar in der Annahme, er sei identisch mit dem von Ignatiew überschrittenen und von ihm Narynkol getauften Passe, was jedoch kaum zutreffen dürfte. Wenn der Übergang einen Namen führen soll, wäre »Aschu-tör-Paß« geeigneter.

Wir stiegen vom Passe steil in südwestlicher Richtung ab, dem Laufe des schuttfreien, von stumpfen Firnkuppen herabziehenden Karakolgletschers, in einem Graben zwischen dessen 30 m hoher, seitlicher Eiswand und der Bergwand folgend. Das Gebirge besteht hier aus phyllitischen Schiefern, geschichtetem Porphyr, Granit, Kalken und außerordentlich zerklüfteten Marmoren, sowie Konglomeraten und Breccien, die mit dem Durchbruch der Porphyre in Verbindung stehen. In den Kalken fand Herr Keidel schlecht erhaltene Fossilien. Die Felswände sind an beiden Talseiten hoch hinauf vom Eise abgeschliffen, und das ganze Tal kann als Typus eines, wenn auch nicht vom Eise geschaffenen, so doch in sehr erheblichem Maße vom Eise ausgestalteten Tales gelten. Außer dem Hauptgletscher, der nach einem Laufe von 4—5 Werst mit hohem Eisabbruch im Schutte endet (ca 3700 m), sind heute noch zwei bedeutende Gletscher vorhanden, die von der linken Talseite einmünden, aber ihre Zungen hängen an den schwarzen Schieferwänden, ohne den Hauptgletscher mehr zu erreichen, ebenso die einer Anzahl kleinerer, die in Buchten und Schluchten der Umwallung lagern. Der Unterlauf des Tales, infolge von Brüchen — einer ist besonders schön aufgeschlossen — sehr erweitert, ist durch konvergierende Tätigkeit der zahlreichen, ehemals aus den Lücken der Umrandung vorbrechenden, konzentrisch einmündenden Nebengletscher, sowie der des Hauptgletschers kesselförmig korradiert worden, ein wahres Lehrbeispiel für die Korrasionsarbeit des Eises. Dort bietet sich auch infolge der Brüche, sowie der mittelbar zerreibenden Stoßkraft des Eises und der, wegen der nach S und W geöffneten Lage des Tales, besonders kräftig wirkenden Verwitterung, ein Bild derartig vorgeschrittener Zerstörung der Bergwände, wie ich es selbst in dem an derartigen Erscheinungen reichen Tian-Schan selten vor Augen hatte. Diese südliche und westliche Exposition, welche eine außerordentliche Erwärmung der dunklen Felswände begünstigt, sowie starke Rückstrahlung, ist auch die Ursache des weit bedeutenderen Rückgangs sowohl des Haupt- als der Nebengletscher, als ich ihn in irgend einem anderen, gleich hoch gelegenen Tale des nördlichen Tian-Schan beobachtet habe. Der Hauptgletscher mündete einst 10 Werst unterhalb seinem jetzigen Ende zu dem ehemals das Sary-dschaß-Tal ausfüllenden Riesengletscher ein. Auf grüner Moränenterrasse nahe der Stelle, wo jetzt der Karakolbach in den Sary-dschaß-Fluß mündet, ließ ich das Hauptlager aufschlagen (ca 3500 m), von dem aus Vorstöße zur Erforschung des Semenowgletschers und seiner Umrandung gemacht wurden.

Nach den Veröffentlichungen russischer Reisender, welche das Sary-dschaß-Tal besuchten und auch einige Werst weit über das Eis des Semenowgletschers aufwärts gezogen waren, sollte dieser Gletscher von den Firnfeldern des Khan-Tengri gespeist werden. War dies der Fall, so mußte der Berg im Hintergrund dieses Eistals stehen. Bei dem mehrfach gewundenen Laufe des Tales jedoch, kann man seinen Hintergrund selbst von hochgelegenen Punkten aus nicht genau erkennen, um so weniger, als breite Seitentäler nahe am Talschluß einmünden und sich wiederum verzweigen. Man sieht von vielen Punkten in der Umrandung des Sary-dschaß-Tals den Khan-Tengri, allerdings in solcher Stellung, daß man glauben möchte, er könne nur am Schlusse des Semenowgletschers sich erheben, doch war ich, seit ich im Bayumkoltal festgestellt hatte, wie weit nach N der Semenowgletscher sich erstreckt, mißtrauisch gegen diese Annahme.

Die Gunst des Wetters ausnutzend, erstiegen wir sogleich einen unmittelbar hinter dem Lagerplatz, am Nordrand des Tales ragenden Felsgipfel, von dessen firngekrönter Plateauhöhe



(ca 4200 m) man einen vorzüglichen Überblick auf die Gletscherketten des zentralen Tian-Schan gewinnt. Die günstige Lage des erreichten Punktes, klare Luft und außerordentlich scharfe Beleuchtung ermöglichten die Aufnahme eines telephotographischen Panoramas in 12 Blättern von 8—10 engl. = ca $20\frac{1}{2}$—$25\frac{1}{2}$ cm, das von großem Werte für die Orientierung über Bau und Verlauf der den höchsten Teil des Tian-Schan bildenden Ketten sich erweisen wird. Der Überblick über diese gewaltige Gebirgsmasse zeigte, daß der Khan-Tengri keinen auch nur annähernd ebenbürtigen Rivalen besitzt. Wenn auch viele Gipfel über 6000 m Scheitelhöhe erreichen mögen, einige sogar wohl bis 6400 m, so überragt sie die schlanke Pyramide des Khan-Tengri doch noch immer in beherrschender Weise. Ich kann in diesen gedrängten Mitteilungen über die Vertikalentwicklung des zentralen Tian-Schan nur sagen, daß die höchsten Erhebungen in der Umrandung des Bayumkoltals und zwar zwischen diesem und dem Semenowgletscher stehen, denen einige der großartigen Eisgipfel am Südrand des Adür-tör oder Muschketowgletschers mehr als ebenbürtig sein dürften, daß aber sie alle noch überragt werden von den Bergen am Südrand des Inyltschekgletschers, und daß jedenfalls die mittlere Kamm- und mittlere Gipfelhöhe dieser Kette als die höchste Scheitelhöhe des Tian-Schan anzusehen ist, worauf allmähliche Abdachung gegen S eintritt. Von unserem Standpunkt aus konnte man mit Sicherheit feststellen, daß die »Marmorwand« identisch mit dem Gipfel ist, der auf allen Karten als Khan-Tengri bezeichnet ist und wenn ihre ganze Bedeutung als Knotenpunkt auch erst später völlig erwiesen wurde, konnte man doch auch jetzt schon sehen, daß in ihrer Nähe eine Scharung divergierender Ketten stattfindet. Die Gruppierung der um die Gipfelpyramide des Khan-Tengri gedrängten Kämme aber ist von hier gesehen eine solche, daß man auch nicht mit entfernter Sicherheit sagen könnte, aus welchem der Täler sie sich erhebt, um so weniger als in ihrer Nähe, etwas nordöstlich von ihr, ein für das Auge wirres Zusammendrängen von mehreren, aus verschiedenen Himmelsrichtungen heranziehenden Ketten stattfindet. Vermuten ließ sich, jedoch nicht feststellen, daß die Basis des Khan-Tengri, des Tian-Schan-Beherrschers, im Inyltscheктal liege.

Einige Hundert Meter unterhalb der Scheitelhöhe unseres Plateaus, gleichsam wie eine Schulter des Berges, erstreckt sich eine Terrasse, auf welcher Herr Pfann eine Basis absteckte und ihre Lage durch Ortsbestimmung fixierte. Von ihr aus bestimmte er Lage und Höhe des Khan-Tengri und der hervorragendsten Gipfel des zentralen Tian-Schan, während dessen ich mit der Erforschung des Semenowgletschers und seiner Umrandung begann und Herr Keidel sich mit der Untersuchung des geologischen Baues der abwärts vom Lager das Sary-dschaß-Tal umwallenden Ketten beschäftigte, wozu er Vorstöße in die Quertäler des rechten Ufers machte. Er fand dort ausgedehnte Bruchgebiete, als deren Ergebnis Schiefer, Phyllite, Kalke, Granite und Diabase in schmalen Schollen in verschiedene Niveaus abgesunken sind. Im Tale Kaschka-su glückte es ihm, devonische Kalke aufzufinden. Lagerungsverhältnisse und Zusammensetzung des geologischen Baues der Talketten zeigen Ähnlichkeit mit dem Bayumkoltal, doch haben im Sary-dschaß-Tal Diabase eine größere Verbreitung als im ersteren. Genauere Mitteilungen bleiben dem geologischen Spezialbericht vorbehalten.

Das Sary-dschaß-Tal ist das ausgedehnteste und insofern das wichtigste aller Täler des zentralen Tian-Schan, als ihm in seiner Eigenschaft als durchgreifendes Tal die Rolle zukommt, für die Entwässerung und Ableitung der Gewässer nach S, zum Tarim, den großen Sammelkanal zu bilden. Auf seine heutige Ausgestaltung ist zweifellos eine Glazialperiode von Einfluß gewesen. Auf die Bedeutung der im Tale vorhandenen Glazialablagerungen zuerst hingewiesen zu haben, ist das Verdienst P. P. Semenows; indes ist deren Verbreitung eine noch mächtigere, als selbst dieser berühmte Forscher angenommen hat. Ich konnte sie und andere Merkmale der Eiswirkung im Haupttal und seinen Nebentälern bis zu 500 m über heutiges Flußniveau verfolgen, bis zu solcher Höhe, daß man auf ehemalige, nahezu

gänzliche Ausfüllung des Tales mit Gletschereis schließen darf. Im Vergleich zu dieser einstigen Mächtigkeit sind die heute noch im Haupttal und den ihm tributären Tälern vorhandenen Firn- und Eislager nur unbedeutend; dennoch bilden sie eines der größten Gletschergebiete im gesamten Tian-Schan und sind, wie durch die Ergebnisse meiner Forschungen erwiesen wird, jedenfalls weit bedeutender, als man bisher annahm. Der größte Gletscher des Gebiets ist der Semenowgletscher, er galt bisher als der größte des Tian-Schan. Es glückte mir im Laufe der Expedition, den Nachweis zu führen, daß er von anderen Eisströmen wesentlich an Länge, von einem um mehr als das Doppelte übertroffen wird. Aber auch die Ausdehnung des Semenowgletschers wurde bisher unterschätzt. Nach Ignatiew, der 1886 den Gletscher besuchte, betrüge seine Länge 10 Werst, was gerade um das Dreifache zu gering geschätzt ist; von seiner Breitenausdehnung und der seiner ihm tributären Gletscher hatte man bis jetzt überhaupt keine zutreffende Vorstellung. Aus verschiedenen Ursachen, zum Teil auch als Folge der nach W gerichteten Achse des Sary-dschaß-Oberlaufs, macht sich zunächst die auffallende Erscheinung geltend, daß der Hauptgletscher sich mehr zurückgezogen hat, als die heute noch vorhandenen Seitengletscher, welche, wenigstens die im obersten Tallauf mündenden, ihre frühere Horizontalausdehnung, wenn auch nicht ihre ehemalige Mächtigkeit, nahezu beibehalten haben. Dies trifft jedoch nur auf die am orographisch linken Ufer mündenden zu, weil deren Achsen nach N gerichtet sind; ihre Zungenenden hängen als Eislappen an den Mündungen auf Grundmoränenschutt 2—300 m über der heutigen Sohle des Haupttals, soweit dieses von Eis frei ist. Von denjenigen Nebengletschern, welche schon im Gebiet des heutigen Hauptgletschers enden, erreichen die Endzungen der ersten drei diesen auch nicht mehr, schweben vielmehr 100—150 m über dessen Eisniveau. Alle weiter nach O zu, in den Hauptgletscher einmündenden, zum Teil sehr ausgedehnten Nebengletscher vereinen sich mit dem Haupteisstrom, und ihr Gesamtniveau liegt in einer Ebene mit dem des letzteren. Die ungemein geringe Neigung aller dieser Eisströme — sie beträgt im Mittel- und Oberlauf des Hauptgletschers nur 25 m pro Werst — dürfte mit Wahrscheinlichkeit auf bedeutende Aufschüttung der Talrinnen mit Gebirgsschutt in einer Zeit hinweisen, als sie noch nicht vom Eise bedeckt waren.

Die am rechten Ufer mündenden Quertäler, wenigstens die im jetzt eisfreien Teile des Haupttals mündenden, besitzen, da ihre Achse gegen S gerichtet ist, heute keine Talgletscher mehr; nur im Schlusse einiger von ihnen sieht man noch kleinere Firnfelder. Die Mündungen dieser Quertäler liegen 2—300 m über der Sohle des Haupttals; man steigt zu ihnen über steile, begrünte, sumpfige, alte Grundmoränen empor. Während die linke Uferkette durch zahlreiche Quertäler zerschnitten ist, deren eigene Umwallungen, wiederum tief geschartet, in viele schroffe und mannigfaltig geformte Gipfel aufgelöst erscheinen, wird die rechte Uferkette verhältnismäßig seltener durch Quertäler zerteilt, deren umkränzende Wälle überdies weit weniger gebrochene Kammlinien, sondern mehr plateauartige Decken (Destruktionsflächen) mit aufgesetzten Kuppen zeigen. Die heute noch wirksamen gebirgsformenden Kräfte vermögen diese Tatsachen nicht zu erklären, welche vielmehr darauf schließen lassen, daß schon vor Eintritt der jetzigen Eisbedeckung des Gebirges die Erosion am nördlichen Gehänge, die Zerstörung am südlichen kräftiger gewirkt hat, mithin schon damals ähnliche, wenn auch vielleicht weniger scharf accentuierte klimatische Verhältnisse bestanden haben wie jetzt, wobei auch die steile Aufrichtung der das Gebirge zusammensetzenden Schichten in Betracht zu ziehen ist. Mehrere Werst unterhalb der Endzunge des Semenowgletschers ist der Talboden zu einem über 2 Werst breiten Becken ausgerundet mit geröllbedecktem, ebenem Boden. Frühere Endmoränen hatten hier die Abwasser des Gletschers ehemals zu einem See aufgestaut; das Becken birgt heute noch einige kleine Reliktenseen. Beständig sind die Schmelzwasser des Gletschers geschäftig, was von altem Moränenschutt



noch vorhanden ist — stellenweise bedeutende Massen — zu zerteilen und wegzuräumen.

Auf den klimatischen Unterschied zwischen Nord- und Südufer ist es auch zurückzuführen, daß die Endzunge des Gletschers auf eine Länge von mehr als 1 Werst, als schmaler Eisarm dem südlichen Ufer entlang läuft, während das nördliche noch eisfrei bleibt; die gleiche Erscheinung konnte ich in der Folge an anderen, ähnlich exponierten Tian-Schan-Gletschern beobachten. Die Eiszunge des Semenowgletschers endigt bei ca 3600 m (Beobachtungen in zwei aufeinander folgenden Jahren). Auch im Unterlauf des Gletschers äußert sich der klimatische Unterschied zwischen beiden Ufern noch sehr stark und zwar hier insofern, als die nach S gekehrte Uferkette lediglich auf ihrer nur schwach gegliederten Scheitelhöhe Firn und Eis trägt, während die schroffen, felsigen Abstürze nur in Schluchten und Rinnen solches bergen. Dagegen ist die nach N gewendete Uferkette in einem nur selten eine Lücke zeigenden, überaus prächtigen Mantel von Firn und Eis gekleidet. Vielfältig gegliedert, dehnt sie sich als unabsehbare Reihe überfirnter, gewaltiger Kegelberge, hornförmiger Gipfel und schroffer Eiswände nach O, einen großartigen Anblick darbietend. Im Mittel- und Oberlauf des Gletschers, wo dessen Achse mehr nach NO gerichtet ist, erscheint auch der rechte Uferwall in sehr erheblichem Maße von Eis umhüllt, wenn er auch weder in dieser Hinsicht, noch in bezug auf Formenreichtum die linke Uferkette erreicht, welche überdies auch wesentlich höher ist. Dieser letztere Umstand, sowie die Tatsache, daß der Gletscherboden gegen das nördliche Ufer hin abdacht, ist auf das allmähliche Ansteigen der gesamten Gebirgsmasse nach S hin zurückzuführen. Infolge der Neigung des Eisbodens nach N haben die Schmelzwasser das Bestreben, nach dem rechten Ufer hin zu fließen, und der Hauptbach entspringt deshalb nicht dem Zungenende, sondern einer Höhlung im rechtsuferigen Eisabsturz, mehrere Werst oberhalb des Zungenendes. Gleiche Erscheinung, der gleichen Ursache zu danken, konnte ich an den anderen, nach S hin folgenden, großen Gletschern beobachten.

Der Gletscher hat nahe seinem Zungenende nur eine Breite von ca $1\frac{1}{2}$ Werst, erweitert sich jedoch zusehends und erreicht im Mittellauf eine Breite von mehr als 3 Werst. In seinem Unterlauf ist der Gletscher schneefrei, mit etwas Schutt bedeckt, jedoch weit weniger, als dies bei anderen großen Gletschern des Tian-Schan der Fall ist; seine Decke ist dort lediglich durch besondere Insolationsverhältnisse, abhängig von der Gestalt der Talwände, und durch Erosion der Schmelzwasser von einigen tiefen Mulden durchzogen, im übrigen höckerig; stellenweise wellenförmig, doch nicht in sehr erheblichem Maße von Spalten durchsetzt. Überhaupt ist die Zerklüftung der kolossalen Eisdecke verhältnismäßig gering, teils infolge der schwachen Neigung und Gleichmäßigkeit ihrer Unterlage, worauf ich früher schon hinwies, teils wegen des Fehlens seitlicher Pressung, da, abgesehen von der ungeheuren Weite des Beckens, an beiden Rändern das Eis durch tiefe Gräben von den Uferwänden getrennt ist, endlich weil, wie schon erwähnt, die meisten Nebengletscher ohne Gefälle zum Hauptgletscher einmünden. Die Hauptspaltengebiete liegen an den gewölbten seitlichen Rändern und zwar vorzugsweise am rechten. Zu Séracsbildung ist es nur an wenigen Stellen gekommen.

Infolge seiner gewaltigen Ausdehnung und seiner geringen Neigung ist der Semenowgletscher ziemlich konstant. Ich habe ihn in zwei aufeinander folgenden Sommern besucht, nach allen Richtungen durchstreift und im ganzen über zwei Wochen auf seiner Eisdecke zugebracht, konnte aber weder am Zungenende, noch an den Seitenwänden Anzeichen einer in neuerer Zeit stattgefundenen Schrumpfung bemerken. Wenn von sehr starker Abschmelzung, als einer andauernden Erscheinung, in bezug auf den untersten Teil des Gletschers berichtet worden ist, so mögen hierzu wohl die vielen kräftigen Rinnsale auf dem

Eise Veranlassung gegeben haben, die jedoch bei jedem großen Gletscher — wenn auch weniger stark, sogar bei denen der europäischen Alpen — an heißen Sommertagen in den Nachmittagsstunden in der Nähe der Endzunge sich bilden. Was jedoch unter den gegenwärtig herrschenden klimatischen Verhältnissen dort im Laufe eines kurzen Tian-Schan-Sommers abschmilzt, wird durch die außerordentlich bedeutenden Zufuhren an Firn und Eis, die der Semenowgletscher, besonders aus den sehr großen Nebentälern seines Oberlaufs empfängt, reichlich ersetzt. So lange überhaupt solche ungeheure Schneevorräte, wie ich sie in den bisher unbetretenen, ausgedehnten, innersten Teilen des zentralen Tian-Schan gesehen habe, vorhanden sind, die sowohl wegen der dort dem Hochschnee eigenen, trocknen Beschaffenheit — siehe S. 11 u. später mehr hiervon — als wegen der niederen Lufttemperatur auf den extremen Höhen, nur sehr geringe Abschmelzung oder Verdunstung, hingegen viel Vermehrung durch neue Niederschläge erfahren und so lange deren durch eigene Schwere in tiefere Lagen geführte Massen fortgesetzt für neue Firnbildung reiches Material liefern, besteht meines Erachtens keine Gefahr für eine Austrocknung des Tian-Schan, von der man öfters lesen kann. Auf dieses interessante Thema und die mit ihm verknüpften Erscheinungen, vermag ich im Rahmen dieses Berichts nicht näher einzugehen.

Von allen großen Gletschern des zentralen Tian-Schan, die ich besucht habe, zeigt übrigens der Semenowgletscher in seinem ganzen Habitus noch verhältnismäßig am meisten Ähnlichkeit mit den großen Gletschern der europäischen Alpen. Nur in einem Punkte unterscheidet er sich wesentlich von ihnen: in bezug auf den großen Reichtum an Eisseen, über deren Entstehen und Vergehen ich mich im ausführlicheren Bericht äußern werde. Die meisten von ihnen haben trichterförmige Gestalt und sind in etwas unregelmäßiger Weise an beiden Ufern des Unter- und Mittellaufs angeordnet, doch zahlreicher am rechten Ufer. Manche haben bedeutende Ausdehnung (200—300 m) und bieten einen prachtvollen Anblick, wenn in ihren grünen oder blauen Fluten sich die Eisriesen der Gletscherumrandung spiegeln. Dieser Unterschied in der Färbung — die einen haben grünes, die andern blaues Wasser — ist eine höchst eigentümliche Erscheinung. Im Oberlauf der Gletschers finden sich keine Eisseen, aber in der rechten Ufermoräne zahlreiche, nicht unbedeutende Moränenseen eingebettet. Die Schneebedeckung beginnt im Mittellauf und wird im Oberlauf sehr mächtig. Den obersten, nordöstlichen Teil des Gletschers bildet ein in zwei Staffeln ansteigendes, sonst nur geringes Gefälle besitzendes, etwa 1½ Werst breites, ovales, muldenförmiges Firnbecken, ein Firnsee, der von der südlichen Umwallung des westlichen Bayumkolgletschers abgeschlossen wird. In diesem Walle, in welchem sich einige bis über 6000 m hohe, prachtvolle Eisgipfel erheben, ist eine tiefe, aus der obersten Firnmulde leicht erreichbare Depression eingeschnitten, die ich, weil sie am äußersten Schlusse des Semenowgletschers liegt, »Semenowpaß« nenne. Bei günstiger Beschaffenheit der Firndecke des Bayumkolgletschers, könnte man sich vielleicht durch diese Lücke einen Abstieg in letztgenanntes Tal bahnen. Die ganze Länge des Semenowgletscher vom Zungenende bis zu diesem Passe beträgt ca 30 Werst.

Die vom Gletscher transportierten Massen Gebirgsschuttes sind verhältnismäßig geringe: die Seitenmoränen sind zu Ufermoränen geworden, die Mittelmoränen — deren sind es bloß zwei — empfangen nur wenig Material, weil die großen Seitentäler, von denen eines bei einer durchschnittlichen Breite von 1 Werst eine ungefähre Länge von 10 Werst hat, zwar von großartigen Bergketten umwallt sind, deren prachtvolle Firn- und Eishüllen jedoch nur selten eine felsige Lücke zeigen. Im vorderen Teile der seitlichen Moränen überwiegen Granite und Kalke im allgemeinen die chloritischen Schiefer und Tonschiefer; doch findet sich Kalk überhaupt nur in der linken Ufermoräne, weil dort ein Ausstreichen der aus NO heranstreichenden Kalke stattfindet, die den rechten Uferwall nicht mehr er-



reichen. Die Mittelmoränen bestehen zunächst fast nur aus Graniten verschiedener Art, auch Pegmatit, Granitporphyr, Syenit mit etwas Tonschiefern; je mehr man sich jedoch dem Oberlauf des Gletschers nähert, desto mehr werden sie von letzeren, dann stark veränderten Kalken, Schiefern und weißen Marmoren, sowie Fragmenten von Diabas und diabasischen Schiefern verdrängt. Dies läßt darauf schließen, daß die innerste Umwallung nur aus dieser Gesteinsserie besteht. Die dichte Firnbedeckung verhindert dort jedoch jeglichen Einblick in die Lagerungsverhältnisse. Am rechten Ufer, wo allenfalls noch hier und da schneefreies Gehänge vorkommt, ist es stets aus einem Chaos von Blöcken gebildet.

Leider begünstigte auch im Sary-dschaß-Tal die Witterung unsere Arbeiten nur wenig, wenn sie auch nicht so sehr unbeständig als im Bayumkoltal war. Von einem Biwak etwa 15 Werst am Gletscher aufwärts, auf der rechten Ufermoräne (ca 3900 m) erstiegen Herr Pfann und ich mit dem Tiroler Kostner einen über dem Lagerplatz sich erhebenden, pyramidenförmigen Firngipfel (ca 4800 m). Von seinem Scheitel aus erschloß sich uns die ganze imposante Pracht des gewaltigen Eisfeldes und seiner gipfelreichen, völlig in Firn und Eis gehüllten Ketten, hinter welchen die noch darüber hinaufreichenden wundervollen Berge des Muschketow- und auch einige des Inyltschekgletschers sichtbar wurden, ein Stück Hochgebirge, dessen Gleichen nur an wenigen Punkten der Erde dem menschlichen Auge sich bieten dürfte. Die Gipfelpyramide des Khan-Tengri erblickte man im SSO weit hinter einer breiten Firnkuppe und umgeben von mehreren sich schneidenden Rücken, so daß wohl jetzt zur Genüge erwiesen war, daß der Khan-Tengri in keiner Verbindung mit dem Semenowgletscher stehe, ohne daß man jedoch, bei dem Mangel an jeglicher verlässiger topographischer Unterlage, zu sagen vermochte, aus welchem Tale er aufrage. Der Ausblick von unserem Gipfel nach N bot besondere Belehrung über die Gliederung des zwischen den Tälern Bayumkol, Karakol und Kapkak sich erstreckenden Gebirgskomplexes und den Verlauf der ihn zerteilenden Hochtäler, eine willkommene Ergänzung der von den Höhen des Bayumkoltals gemachten Beobachtungen. Mit knapper Not konnte alles durch photographische Aufnahmen festgehalten werden, als ein hereinbrechender Schneesturm den Beobachtungen ein Ende machte.

Fest entschlossen, das Rätsel der Lage des Khan-Tengri zu lösen, faßten wir schon für den folgenden Tag die Ersteigung des höchsten Gipfels in der Begrenzung des Semenowgletschers ins Auge. Es ist dies eine prachtvolle, von wilden Gletscherbrüchen umgebene, breite Firnkuppe, die etwa 25 Werst vom Zungenende des Gletschers in seiner nordöstlichen Umwallung aufragt: ihre Scheitelhöhe übersteigt 6000 m um einige 100 m. Ich benenne diesen wundervollen Berg, da er das ganze Bassin des Semenowgletschers beherrscht »Pik Semenow«, zur ewigen Erinnerung an die großen Verdienste des aktiven Präsidenten der Kais. Russ. Geographischen Gesellschaft um die Erforschung des Tian-Schan.

Wir verließen unser Hochlager kurz nach Mitternacht. Nur mit Schwierigkeit vermochten wir uns am rechten Ufer in der Nacht einen Weg durch das Randspaltensystem zu bahnen, das wegen der scharfen Umbiegung des Tales nach NO dort sehr kompliziert ist. Ich hatte das Mißgeschick, dabei in eine Spalte einzubrechen und mir den linken Fuß derart zu luxieren, daß ich, wenn ich auch für diesen Tag, ungeachtet einiger Behinderung noch marschfähig blieb, doch für die folgende Zeit genötigt wurde, mir Schonung aufzuerlegen und von der Teilnahme an anstrengenden Bergtouren ausgeschaltet blieb. Nach einem scharfen Marsche von ziemlich 12 Werst über hartgefrornem Firn, langten wir am Fuße der letzten Staffel an, über welche man Zutritt zum höchsten Firnbassin gewinnt; von hier sind es noch ungefähr 5 Werst bis zum »Semenowpaß«, dem extremsten Punkte. Von dieser Firnstaffel aus stiegen wir über stark zerklüftetes, steiles Firngehänge in annähernder

Ostrichtung empor und machten bei der wegen der frühen Morgenstunde (5 Uhr) günstigen Beschaffenheit des Firns gute Fortschritte. Wir gewannen rasch eine bedeutende Höhe, so daß uns die feste Hoffnung beseelte, den Scheitel des Riesenbergs erklimmen und von ihm aus endlich Sicherheit über die Stellung des Khan-Tengri und über die Verzweigung der höchsten Kämme erlangen zu können. Diese Hoffnung trieb uns rasch vorwärts. Als wir jedoch in immer höhere Regionen gelangten, etwa dem Niveau von 5000 m genähert, schwand allmählich der harte Firnboden unter den Füßen; die Bodendecke bildete jetzt Schnee, der mehr und mehr pulverige Beschaffenheit annahm.

Auf eine Ursache dieser Erscheinung habe ich schon (S. 11) hingewiesen. Der auf den extremen Höhen des Tian-Schan zum Niederschlag gelangende Schnee besitzt eigentümliche Kristallisationsform und ist pulverig trocken. Die Luftschichten dieser Höhen sind ungemein arm an Feuchtigkeit, bewirken aber in so geartetem Schnee keine nennenswerte Verdunstung. Auch unter dem Einfluß der Insolation kommt es bei beständiger Bewegung der oberen Luftschichten und ihrer niedrigen Temperatur auf diesen Höhen zu keinem Auftauen der Oberflächenschicht bei Tage und demgemäß auch zu keinem Gefrieren in Form einer Kruste bei Nacht. Höchstens finden solche Vorgänge, wenn auch nur in schwachem Maße, an den gegen S und W gerichteten Gehängen statt, an den Nord- und Osthängen in der Regel nicht. Dort machen im Gegenteil die starken Nachtfröste den Schnee nur noch trockner; dies verhindert ein Zusammenballen und man tritt metertief in das Schneemehl ein. Liegt der pulverige Schnee aber einer Schicht alten Schnees auf, die durch die erwähnten Prozesse an einzelnen, günstige Bedingungen hierfür bietenden Stellen eine eisige Oberfläche angenommen hat, oder durch den Druck der über ihr lagernden Schichten allmählich gefestigt wurde, dann ist die Gefahr groß, daß die lockere obere Schicht vom steilen Gehänge, wenn man sie betritt, sich loslöst und mit den auf ihr sich gerade befindlichen Menschen zur Tiefe gleitet; schon nach wenigen Tagen sollte sich dies bewahrheiten. Für uns lag während dieses Aufstiegs diese Gefahr so nahe nicht; allein wir sanken bei jedem Schritte bis zum Oberkörper ein und konnten keine festen Stufen mehr austreten. Alle Versuche, durch Wechsel der Anstiegsrichtung in eine Zone besser tragenden Schnees zu gelangen, schlugen fehl. Um jedem bei so anstrengender Arbeit etwas Zeit zur Erholung zu geben, wurde mit dem Vortreten alle zehn Minuten gewechselt, allein die Kräfte der drei Bergsteiger erlahmten dennoch allmählich und ungeachtet heroischer Anstrengungen machten wir keine nennenswerten Fortschritte mehr. Über 1000 m absoluter Höhe wären noch zu überwinden gewesen, wenn man den Neigungswinkel des Gehänges und die Krümmungen der Wegrichtung berücksichtigt, eine Bahn von mehr als 1500 m. Selbst falls unsere Kräfte hierzu ausgereicht hätten — in den obersten, stark verdünnten Luftschichten bei solchem Schnee undenkbar — wäre es bis zur Erreichung des Gipfels Abend geworden. Und wie leicht konnte die Witterung umschlagen, so daß wir, oben angelangt, doch nichts mehr hätten beobachten können! Das Unternehmen mußte daher als hoffnungslos abgebrochen werden. Ganz nutzlos war es nicht: der Ausblick von der gewonnenen Höhe bot mancherlei neue Belehrung.

Der Zustand meines Fußes nötigte mich zur Umkehr ins Hauptlager. An meine Stelle trat Herr Keidel und einer der Narynkoler Kosaken wurde hierzu befohlen, um den großen photographischen Apparat zu tragen. Die Gesellschaft erstieg nun zunächst zum Zwecke photographischer Aufnahmen und um Orientierung für die ferneren Unternehmungen zu gewinnen einen 4600 m hohen Gipfel am Südrand des Semenowgletschers. Von dort aus wählte Herr Pfann als nächstes Ziel einen Berg aus, der am Südrand des benachbarten, parallel mit dem Semenowgletscher ziehenden Muschketowgletschers sich erhebt, in der — erst ein Jahr später als richtig erwiesenen — Annahme, daß von seinem Scheitel aus un-



bedingt Einblick in das Tal gewonnen werden müsse, aus welchem man die Pyramide des Khan-Tengri stets aufragen sah. Da die Flanke des Berges, über welche der Anstieg führen sollte, nicht sehr steil, überdies der Westseite zugekehrt ist, waren alle Voraussetzungen für ein erfolgreiches Unternehmen vorhanden.

Die vierköpfige Gesellschaft verließ um Mitternacht ein am linken Ufer des Semenowgletschers, bei der Einmündung eines breiten, flachen Nebengletschers gelegenes Biwak (4100 m), durchschritt das Tal des Nebengletschers seiner etwa 8 Werst betragenden Länge nach und erreichte noch in der Nacht den Fuß eines breiten, niederen, von stumpfen Firnkuppen gekrönten Rückens, welcher den obersten Teil des Muschketowgletschers (später mehr hiervon) vom Semenowbassin trennt. Eine tiefe Depression (ca 4400 m) in diesem Walle, die ich zu Ehren des unvergeßlichen Gelehrten »Muschketowpaß« benenne, wurde überstiegen. Da die Sohle des Muschketowgletschers dort ungefähr 150 m höher, als die des Semenowgletschers liegt, verlor man nur wenig an Höhe, um sie im Abstieg zu erreichen; sie wurde ihrer dort ca 2½ Werst betragenden Breite nach gequert, so daß man bei Tagesanbruch am anderen Ufer den Fuß des zu ersteigenden gänzlich überfirnten Berges erreichte, dessen Scheitelhöhe ungefähr 5300 m mißt. Über einen nach W ausgreifenden Firnrücken erreichte man die Schulter des Berges und begann den Aufstieg an der Westflanke des eigentlichen Gipfelbaues. Alles ging gut; der Schnee hielt fest unter den Füßen der Wanderer, welche gemeinschaftlich durch ein starkes Bergseil verbunden waren. Gegen 11 Uhr vormittags befand sich die Gesellschaft nur mehr 100—120 m unter der Scheitelhöhe des Berges. Da vernahm man plötzlich ein Krachen; die einer gefestigten Schneeschicht nur locker aufliegende obere Schneedecke hatte sich gespalten; sie wich und glitt mitsamt den vier Bergsteigern zur Tiefe. Alle schienen verloren, als glücklicherweise eine etwa 200 m tiefer, aus dem Gehänge heraustretende kleine Firnstufe den weiteren Lauf hemmte. Sämtliche vier Personen konnten sich unbeschädigt aus den Schneemassen herausarbeiten und nichts war zu beklagen, als der Verlust einiger Hüte und Eisäxte, die nicht mehr gefunden werden konnten. Der Kosak war gelähmt vor Schreck, seiner Sinne nicht mehr mächtig. Die anderen drei waren untröstlich über das Fehlschlagen des Unternehmens, das nach Herrn Pfanns Überzeugung zur Entdeckung der Lage des Khan-Tengri geführt hätte. Erst ein Jahr später stellte es sich heraus, daß er Recht hatte. So nahe am ersehnten Ziele mußte man Schiffbruch erleiden.

Für mich ergab sich nun aus allen bisherigen Erfahrungen die Lehre, daß in den Hochregionen des Tian-Schan der Schnee nur unter ganz ausnahmsweise günstigen Bedingungen vielleicht jene Konsistenz gewinnen kann, welche die Ersteigung von über 5000 m hinaufragenden Gipfeln ermöglicht, wenn nicht etwa der Aufstieg auf Felsterrain durchgeführt zu werden vermag. Allein die hohen Felskämme sind meistens ungemein steil und, wie durch weitere Erfahrungen erwiesen wurde, infolge des Einflusses außerordentlich großer thermaler Gegensätze so stark verwittert, daß ihrer Erkletterung sich häufig unüberwindliche Hindernisse entgegen stellen. Aufstiegsrichtungen durch felsige Rinnen müssen wegen der großen Gefahr des Steinfalls vermieden werden. Somit bieten nur sehr wenige der hohen Tian-Schan-Gipfel dem Alpinisten Aussicht auf Erfolg. Dies beherzigend sah ich im weiteren Verlauf der Expedition von schwierigen alpinen Unternehmungen ganz ab und bestieg fortan nur solche Berge, die ihrer Lage nach als vorzügliche Aussichtswarten für den Einblick in den Bau des Gebirges gelten konnten und deren Ersteigung für geübte Alpinisten nicht mit Gefahr verbunden schien. Inzwischen war wieder eine Periode ungünstiger Witterung hereingebrochen: tägliche Schneefälle behinderten alle Tätigkeit, was mich veranlaßte, den Semenowgletscher zu verlassen, dessen genaue Vermessung durch Triangulation erst im folgenden Jahre von uns durchgeführt wurde. Da

es sich herausgestellt hatte, daß der Khan-Tengri auch nicht im Bassin des Muschketowgletschers steht, beschloß ich, sogleich in das nächste große Paralleltal, in das Inyltschektal, einzudringen und ihn dort zu suchen.

In das Inyltschektal und weiter südlich.

Wir wanderten etwa 35 Werst im Sary-dschaß-Tal abwärts. Es verliert schon bald landschaftlich an Interesse. Die rechte Uferkette zeigt, aus den schon hervorgehobenen Ursachen, stumpfe Kämme, von nur wenigen, hochgelegenen Taleinschnitten durchbrochen, keine Gletscher. Das linke Ufer bewahrt noch einige Zeit Hochgebirgscharakter; es wird durch gletscherbergende Quertäler in Schollen zerlegt. Diese aus den Lücken vorbrechenden schuttfreien Gletscher und der blinkende Firn der sie umragenden Gipfel bilden einen schönen Gegensatz zu dem tiefen Grün des mit Alpenmatten bedeckten Talbodens und Gehänges. Das bedeutendste dieser Quertäler ist das Adür-tör-Tal, das oberhalb seiner Mündung gleich energisch nach O sich wendend, annähernd parallel dem Semenowgletschertal zieht und diesem an Länge, Breite und Gletscherreichtum fast ebenbürtig ist, an Höhe und Pracht seiner Berge es sogar übertrifft; seinen Oberlauf füllt ein Gletscher, den Ignatiew »Muschketowgletscher« benannte (hiervon später mehr).

Die weiten, grünen Gefilde des Sary-dschaß — durchschnittliche Talbreite 1½ Werst, jedoch Erweiterungen bis zu 3 Werst — mit dem Charakter der baum- und strauchlosen Hochsteppe, tragen sanfte, gerundete Formen zur Schau, Folge der die Talwände umhüllenden alten Moränenablagerungen; solche Wälle (Ufermoränen) begleiten links, gut erhalten in zwei Stufen, streckenweise den Oberlauf des Tales; am rechten Ufer findet man sogar auf den plateauförmigen Kämmen der Umrandung noch Moränenschutt und erratische Blöcke, und bemerkte an beiden Ufern häufig Gletscherschliffe hoch an den Felswänden. Den Talboden füllt alte Grundmoräne; sumpfige Wiesen mit kleinen Seen, den Relikten der die beckenförmigen Weitungen ehemals füllenden, durch Endmoränen abgedämmt gewesenen großen Seen. Die Entstehung von einigen dieser Weitungen durch seitliche Erosion des Flusses läßt sich erkennen; eine andere, oberhalb des Adür-tör-Tals, ist einer Art Scharung zu verdanken, einem Auseinandertreten der Ketten, infolge plötzlicher Änderung der Streichrichtung; die Erscheinung dürfte im Zusammenhang mit den schon erwähnten (S. 15), in den Seitentälern beobachteten Verwerfungen und Brüchen stehen. Bei der über 1 Werst breiten Mündung des Adür-tör-Tals sinken der Granit und die ihn in großer Mächtigkeit begleitenden Phyllite ab. Die Kalke der linken Uferkette des Adür-tör-Tals streichen heraus und bilden fernerhin im Sary-dschaß die südliche Umwallung in schon bald abflachenden Rücken, hinter welchen das prächtig vergletscherte Hochgebirge des Kulu-Tau mit einem kapartig herausspringenden, überaus kühn geformten Berge auftaucht. Die Schiefer und Marmore, am rechten Ufer in Schollen vorhanden, fehlen am linken.

Aus einer breiten Lücke des niederen Kalkzugs am linken Ufer fließt ca 10 Werst unterhalb der Adür-tör-Mündung dem Sary-dschaß der wasserreiche Tüs-aschu-Bach zu, der ein vielverzweigtes Talgebiet entwässert; in den Karten ist es nicht berücksichtigt. Diese Talgruppe liegt in einem nach NW abdachenden Gebirgskomplex, eingeschlossen zwischen der das linke Ufer des Adür-tör-Tals bildenden hohen Kette, die nach NW streicht und der nach SW streichenden, das rechte Ufer des Inyltschektals bildenden Kette. In dem flachen Winkel, der durch das kräftige Auseinandertreten der beiden Ketten ent-



steht, liegt plateauförmig ein ausgedehntes, sanft geneigtes Firngebiet, in den beiden divergierenden Ketten zu flach zeltförmigen Firngipfeln anschwellend. Aus den Lücken dieser einen weiten Kranz bildenden Erhebungen ziehen flache, muldenförmige, mit Firn gefüllte Talfurchen herab, in radialem Verlauf die ganz allmählich gegen das Sary-dschaß-Tal abdachende, breite Landscholle zerlegend. Durch einen hohen, von der Erosion verschont gebliebenen Plateaurücken (Tur) wird das ganze Talsystem in zwei Gruppen gegliedert: das der Kusgun-ja-Täler, von denen später die Rede sein wird, und das der Tüs-aschu-Täler. Kongul-dschol, Atschik-tasch, Mai-bulak, Tüs-aschu I und II sind die Namen der hauptsächlichen, radial zusammenfließenden und in einem gleichfalls Tüs-aschu genannten Hauptbach sich vereinenden Quelltäler (Tüs-aschu bedeutet Verzweigung eines flachen Ortes). Die in den weiten flachen Hochmulden der Quelltäler liegenden Firnfelder sind jetzt durch Rippen beträchtlicher Mengen Moränenschutts voneinander getrennt; nur zwei von ihnen zeigen noch ansehnliche Gletscherzungen, die jedoch auch schon bald auf Grundmoränenschutt flach auslaufen. Der ganzen Anordnung nach fällt es sofort in die Augen, daß alles, was hier von jetzt isolierten Firnfeldern vorhanden, nur die Reste einer einst zusammenhängenden, sehr ausgedehnten Firndecke sind. Ein großer Gletscher hat sich ehedem aus diesen Firnmassen entwickelt, die tiefer gelegenen Teile des Landstrichs überflutet und sich mit dem früheren gewaltigen Sary-dschaß-Gletscher vereint. Das ganze weite Tüs-aschu-Gebiet, das zu den bevorzugten Weideplätzen der Kirgisen gehört, stellt eine großartige Moränenlandschaft dar, wie man sie typischer selten irgendwo zu sehen bekommt; auch die Felswände sind hoch hinauf vom Eise abgeschliffen. Ich konnte später von hochgelegenen Standpunkten aus feststellen, daß der große Gletscher, dem sie zu danken ist, aus der Vereinigung der Eismassen der südlichen Randkette des Muschketowgletschers und der nördlichen Uferkette des Inyltschekgletschers sich gebildet hatte. In der trogförmigen Senkung des Tüs-aschu-Gebiets sind die Gebirge in Moränenschutt — jetzt mit sumpfigen Alpenwiesen bedeckt — förmlich begraben, so daß nur an wenigen Stellen das Gestein zutage tritt: Kalk, in enge, nach N verlaufende Falten gelegt, Granit, phyllitische Schiefer.

Da die nördliche Uferkette des Inyltschektals gerade hier eine starke Absenkung erleidet, während die südliche in der gleichen Meridianlinie zu einer ihrer gewaltigsten Erhebungen anschwillt, einem der imposantesten Berge des gesamten Tian-Schan, so erhält man, wenn man im unteren Boden des Tüs-aschu-Tals und nach S gewendet die breite, sanft ansteigende Talmulde hinaufsieht, den täuschenden Eindruck, das langgestreckte Firnfeld am Talschluß — da sich sein oberer Rand auf diese projiziert — ziehe direkt zu den wilden Eisabsturzwänden des ungeheuren Inyltschekgipfels hin. Was dazwischen liegt, bleibt dem Auge des Beschauers verborgen. Offenbar hat dieser Eindruck auch Professor Krassnow getäuscht, als er, noch dazu bei schlechtem Wetter, ein Stück weit in das von ihm Tesnük-Basü genannte Tüs-aschu-Tal eindrang. Er schreibt (Sapiski K. R. G. G. Tom XIX, 1888, S. 89): »Der dritte Gletscher, der von Ignatiew gar nicht erwähnt wird und der selbst in seiner Karte fehlt, ist der am Fuße des Tesnük-Basü, des nach dem Khan-Tengri höchsten Pikes, gelegene Gletscher gleichen Namens. Dieser Gletscher tritt mit seinen Firnfeldern mit denen der Inyltschek-Gletschergruppe augenscheinlich zusammen. Das Tal des Flusses Tesnük-Basü, des zweiten linken Zuflusses des Sary-dschaß, verfolgte ich bis zu den Endmoränen dieses Gletschers, der augenscheinlich dem Muschketowgletscher nur wenig nachstand. Zu meinem Bedauern wurde ich durch das Unwetter verhindert usw.«

In dem Scheidewall zwischen Tüs-aschu und Inyltschek ist ein vergletscherter Paß (ca 4050 m) eingetieft, den ich als den kürzesten Zugang zum Inyltschektal mit der Karawane überschritt, nicht ohne Schwierigkeit. Ich nenne ihn »Tüs-aschu-Paß«. Man bewegt

sich beim Aufstieg zum Passe zwischen ostnordöstlich streichenden Kalken und Kalkschiefern, die in der Nähe des Passes nach N überschobene Falten bilden, an deren Rand Granit sich erhebt. Infolge der engen Berührung mit dem Granit ist von dem großen Fossilienreichtum dieser karbonischen Kalke nur sehr wenig erhalten; immerhin gelang es bei später wiederholter Überschreitung des Passes einiges Bestimmbares zu sammeln. Auf der Südseite des Passes sind die Kalke rot gebrannt, gefrittet und stark zerrüttet; Konglomerate und Reibungsbreccien finden sich vor, den Durchbruch von Eruptivgesteinen verkündend, deren Ausbruchsstelle ich erst später auf der Nordostseite des Passes, im nahen Kusgun-ja-Tal auffand.

Als Umrandung des torartigen Paßeinschnitts ragen hunderte obeliskförmiger Kalkklippen empor, in welche das wunderliche Spiel der Erosion diese Massen zerlegt hat. Wendet man sich aus dieser eigenartigen Umgebung nach S und O, erblickt man ca 1000 m tiefer den geröllbedeckten Boden der breiten Furche des Inyltschektals, umwallt von vielgipfeligen, überfirnten Hochgebirgen, deren Kammlinie im Mittel 2500 m über der Sohle liegt, und sieht ein um eine Stufe höher liegendes, außerordentlich ausgedehntes Eisfeld in gleicher Umwallung weit gegen O ziehen. Mag das Auge des Beschauers auch durch den Anblick der höchsten Anschwellungen unserer Erdoberfläche, wie Himalaja, Karakorum usw. an gewaltige Verhältnisse gewöhnt sein, so wird die erste Erscheinung der ungemein steil abfallenden südlichen Randkette des Inyltscheklals dennoch den Eindruck des Erstaunens und der Bewunderung hervorrufen. Die großartigste Erhebung des Tian-Schan entfaltet sich hier: eine Riesenkette der schroffsten und wildesten Firngipfel in den mannigfaltigsten Formen, welche gipfelbildende Kräfte je ausgemeißelt haben, sieht man in einer Länge von ca 75 Werst sich nach O dehnen, eines der großartigsten Hochgebirgsbilder der Erde. In dieser stolzen Phalanx ist ein gegenüber dem Passe sich erhebender Berg, derselbe, den man, wie früher erwähnt, auch aus dem Tüs-aschu-Tal schon zum Teil sehen kann, der herrlichste. Es ist schwer, sich eine zutreffende Vorstellung von dem weit ausgreifenden, gewaltigen Bau dieses Berges, von der Wildheit seiner vielfach gebrochenen Kämme, der Pracht seiner mit tausendfältigen Brüchen geschmückten, mannigfach gegliedert herabhängenden Gletscher zu machen. Ich stehe nicht an, diesen etwa 6500 m hohen, wundervollen Berg als den schönsten im Tian-Schan zu bezeichnen, für den ein geeigneter Name gefunden werden sollte. Erst in der mittleren Kammhöhe (5500 m) dieser ostnordöstlich streichenden Kette und nicht, wie man bisher annahm, in der Südkette des Semenowgletschers erreicht der zentrale Tian-Schan seine höchste Kammanschwellung. Von hier aus findet (siehe S. 15) nach S hin allmähliche Abdachung statt. Die höchste Erhebung des Tian-Schan jedoch, den Khan-Tengri, erblickte ich wider Erwarten auch in dieser Kette nicht und die Frage, wo seine Basis liege, wurde immer rätselhafter.

Der Inyltschekgletscher macht vom Passe gesehen schon gewaltigen Eindruck, wiewohl sein unterer Teil, auf viele Werst weit gänzlich mit Schutt bedeckt, keinem Eisfeld gleicht und obgleich wegen der Achsenkrümmung des Tales sein Verlauf nicht ganz überblickt werden kann. Dennoch fiel uns allen sofort auf, daß die Schätzung Ignatiews (12 Werst Länge) um vieles hinter der Wirklichkeit zurück bleibt. Freilich die ganze ungeheure Ausdehnung des Eisstroms klärten erst die Forschungen des folgenden Jahres auf. Die Sohle des Tales hat äußerst geringes Gefälle und ist in seinem ganzen Oberlauf ein durchschnittlich 1½ Werst breiter, durch Aufschüttung gänzlich eingeebneter, wüster Geröllboden, in welchem der mächtige Strom sich vielfach unregelmäßig verzweigt; ungeachtet dieser Teilung ist seine Überschreitung schwierig, da auch die einzelnen Arme noch tiefe Betten von ansehnlicher Breite besitzen, wasserreich und reißend sind; wo sich diese Fluten, wie auf einzelnen Strecken des Mittellaufs zu einem Arme vereinen, ist die Überschreitung nur in den frühen Morgenstunden möglich. Da ich das Tal im folgenden Jahre von seiner Mün-



dung in den Sary-dschaß aufwärts bis zum Tüs-aschu-Paß durchwanderte und über die dabei gemachten Wahrnehmungen im späteren Teile dieses Berichts mich äußern werde, so beschränke ich mich für jetzt darauf, wenige der physischen Züge des Oberlaufs hervorzuheben.

Beckenartige Weitungen bis zu 3 Werst Breite kommen auch hier vor; eine solche, etwa 20 Werst vom Gletscherzungenende abwärts, wird durch eine niedere Gruppe von Kalkschieferklippen abgeschlossen, einer Barre, die auf eine Länge von 1½ Werst sich quer über die hier ca 2½ Werst breite Talsohle legt, so daß den Gewässern des Flusses nur eine Öffnung von ca 150 m zum Durchgang bleibt. Auf den außerordentlich zerstörten und zersetzten Klippen dieser alten Barre liegen noch Reste der alten Grundmoräne. Die alten Moränenablagerungen erreichen überhaupt auch in diesem Tale eine außerordentliche Ausbreitung. Beim Abstieg vom Tüs-aschu-Paß stößt man auf sie schon etwa 300 m unter der Paßhöhe, also 6—700 m über der Talsohle und in gleichem Verhältnis im Laufe des Tales abwärts. Dementsprechend liegen auch die Mündungen fast sämtlicher Quertäler, deren es übrigens im ganzen Mittel- und Unterlauf dieses langgedehnten Tales nur ganz wenige gibt, sehr hoch über der heutigen Talsohle. Nach dem Rückzug der Seitengletscher in der Postglazialzeit hat offenbar die Erosion dort, infolge des sich rasch ändernden Klimas keine kräftige Wirkung mehr ausgeübt, wie ich dies schon an anderen Beispielen (S. 12 und 16) gezeigt habe. Auch im Inyltschektal ist, ähnlich wie in den anderen großen Längstälern und aus gleichen Ursachen, von denen schon die Rede war, der Hochgebirgscharakter, wenigstens im eisfreien Teile des Tales, überwiegend der südlichen Umwallung vorbehalten.

Die Vegetation ist im Oberlauf, mit Ausnahme einer Schuttflora, aus dem Talboden verbannt und auf die beiderseitigen Gehänge beschränkt, doch äußert sich hier ein sehr scharfer Gegensatz. Das nach S gekehrte Gehänge des rechten Ufers ist baum- und strauchlos und in den tiefen Lagen nur von einer dürftigen, dünnen Grasnarbe bedeckt, die nur an einzelnen, infolge der Gliederung des Abhangs vor scharfer Insolation geschützten Stellen, den Charakter von Wiesen annimmt. Das nach N gerichtete Gehänge des linken Ufers hingegen trägt den Schmuck schöner Alpenwiesen und im Gegensatz zum waldlosen Sary-dschaß-Tal, sogar ziemlich dichte Bestände von Fichten, was um so merkwürdiger ist, als das Inyltschektal bei gleicher Streichrichtung, wie das Sary-dschaß-Tal, doch wesentlich südlicher liegt und nach meinen meteorologischen Aufzeichnungen sich durch größere Trockenheit der Luft auszeichnet, als letzteres, während anderseits im Sary-dschaß-Tal sogar nach S gerichtetes Gehänge mit schönen Alpenwiesen bedeckt ist, die den gleich exponierten Lagen des Inyltschektals fehlen. Dagegen ist hier überall, wo alter Moränenschutt erhalten ist, oder wo von den steilfelsigen Talwänden der linken Uferkette nur ein wenig Gebirgsschutt herunter kam und in Kegeln am Fuße der Wände abgelagert wurde, oder auf Bändern und Terrassen liegt, Fichtenwald zu finden. Die Bodenbeschaffenheit vermag den Widerspruch dieses Verhältnisses nicht zu erklären, da das gebirgsbauende Material in beiden Tälern so ziemlich den gleichen Bestand aufweist. Auf der gleichen Uferseite erstreckt sich auch ein grüner Gürtel am Fuße der Bergwände in das Gletschereis auf eine Länge von ungefähr 18 Werst hinein; kurzes Alpengras, reiche Alpenflora und außer anderem Buschwerk waldartig dicht auftretende Caraganasträucher setzen diese in die Region der Erstarrung hineinragende freundliche Zone zusammen, die an altem Ufermoränenschotter gebunden ist.

Merkwürdigerweise auf die gleiche Länge (ca 18 Werst) ist der Gletscher in seiner ganzen, ca 3 Werst betragenden Breite von einem Gebirge von Moränenschutt und großen Blöcken bedeckt, dessen Mächtigkeit mindestens 100 m beträgt; es ist durch atmosphärische

Einflüsse, sowie durch Erosion von Gewässern und durch die Gletscherbewegung in Ketten, Gipfel der verschiedenartigsten Form, Täler, Mulden, Kessel usw., kurz in alle Formen eines wirklichen Gebirges zerlegt. Das Material hierzu haben zum großen Teile die am Unterlauf des Eisstroms bis zu beträchtlicher Höhe eisfreien Abhänge der Talketten und ihre schluchtartigen Seitentäler geliefert, da die Zerstörung des Gesteins, infolge der in diesem weit nach S vorgeschobenen Tale außerordentlich starken thermalen Gegensätze, ungemein weit vorgeschritten ist und das gebirgsbildende Material, hier vorzugsweise Schiefer, nur geringen Widerstand leistet. Dennoch hätten die klimatischen Einflüsse allein keine so starke Wirkung hervorrufen können, wenn ihnen nicht die unglaubliche Zerrüttung des Gebirgsbaues zu Hilfe gekommen wäre. Wir befinden uns hier im Gebiet der stärksten und mannigfaltigsten Dislokationen, die an beiden den Unterlauf des Gletschers begleitenden Talwänden vielfach aufgeschlossen erscheinen.

Daß die Bodenbewegungen übrigens in diesem Gebiet bis heute noch nicht zum Abschluß gekommen sind, bewies ein Erdbeben am Morgen des 22. August 1902, das etwa 1/2 Minute währte und sich in dreien, von unten nach oben wirkenden, sehr heftigen Stößen äußerte. Ein unvergeßliches, furchtbares Schauspiel war es, als sich in unmittelbarer Folge der Erschütterung von den schroffen Hängegletschern des beschriebenen, großartigen Berges, an dessen Fuß das Hauptlager errichtet war, kolossale Eismassen ablösten und mit unbeschreiblichem Getöse in die Schluchten des ungeheuren Felsgerüsts hinabfielen, von wo sodann Schnee- und Eisstaub wieder in mächtigen Säulen bis zur Höhe der Firnkämme des gewaltigen Berges emporstieg.

Das auf der Eisdecke aufgetürmte Schuttgebirge ist so lückenlos, daß nur an den Rändern Eis zutage tritt, und die Gletscherzunge, die übrigens tiefer hinabreicht, als die des Semenowgletschers, wird daher ungeachtet ihres Hineinragens in ein südliches Klima, vor Abschmelzung geschützt. Da die Schmelzwasser gezwungen sind, sich unter der Schuttdecke einen unterirdischen Ablauf zu suchen, so spülen sie anfängliche Spalten am Gletscherende zu Höhlen aus, in welchen sie sich sammeln; bei Eintritt der wärmeren Jahreszeit mögen die eingeschlossenen Gewässer ihr Gefängnis sprengen und mit katastrophischer Gewalt sich in die Ebene entleeren, mächtige Eismassen mit sich reißend. Ich habe noch gegen Ende August 1902 in dem einer so kräftigen Insolation ausgesetzten Geröllboden des Inyltschektals, bis zu 2½ Werst vom Gletscherende entfernt, eine Anzahl haushoher Eisblöcke angetroffen, eine Erscheinung, für welche ich keine andere, als obige Erklärung wüßte.

Als Niveau des Zungenendes wurde beim Besuch des Gletschers in zwei aufeinander folgenden Jahren der Wert von ca 3200 m ermittelt. Für neuerlichen Rückzug des Eisstroms fanden sich keinerlei Anzeichen; seine ungeheure Ausdehnung, das geringe Gefälle — nur ca 26 m pro Werst —, die im Unterlauf geschlossene Schuttbedeckung, die übrigens auch im Zusammenhang mit dem geringen Gefälle steht, erklären zur Genüge seine Stabilität.

Dieses Schuttgebirge macht die Begehung des unteren Gletscherteils zu einer äußerst mühsamen und langwierigen; man kann im Laufe eines Tages nur wenige Werst weit kommen. Auf diesen Umstand nicht gefaßt, und nach allen bisherigen Nachrichten über den Gletscher so gewaltige Größenverhältnisse nicht erwartend, zudem in Unkenntnis darüber gelassen, daß das Tal zu dieser Jahreszeit nicht einmal von nomadisierenden Kirgisen besucht wird, hatte ich nicht so bedeutende Vorräte mitgenommen, als zur Ernährung meiner Truppe auf acht bis zehn Tage — das Minimum der nötigen Zeit, um auf dem Gletscher mit Erfolg arbeiten zu können — ausgereicht hätten. Auch die Zahl der Träger war zu solchem Unternehmen ungenügend, und selbst diese Leute versagten im entscheidenden Augenblick den Dienst und brachen in Meuterei gegen mich aus. Unter solchen Umständen mußte ich mich für dieses Mal auf einen kurzen Vorstoß in die Eisregion beschränken.

Die Expedition teilte sich: Herr Keidel reiste mit einigen Leuten das Tal abwärts, um einen Überblick auf dessen geologischen Bau zu gewinnen, und um einige Orientierung über die dortigen Verhältnisse zu erhalten, drang er in das zunächst gegen S folgende, große, parallele Längstal, das Kaündütal, ein, das noch gänzlich unbekannt, ja nicht einmal in den Karten zu finden ist. Da ich dieses Tal und ein noch weiter südlich ziehendes im folgenden Jahre genauer durchforschte, finden sich Mitteilungen hierüber erst im späteren Teile dieses Berichts.

Herr Pfann und ich überschritten in mühseliger Weise das Schuttgebirge des Gletschers und kamen nur langsam vorwärts. Als wir etwa 3 Werst zurückgelegt hatten, sahen wir hinter den Schuttmassen eine hohe, breitmassige, dunkle, mit Firn gekrönte Felswand auftauchen, die weit hinten, wo das Eis schon schuttfrei ist, das breite Eistal in zwei Äste spaltet. Noch ein kurzes Stück höher hinan, und es erschien, noch viel weiter zurück, seitwärts von der dunklen Masse, hart an ihrer Nordseite, eine schlanke, helle Pyramide, hoch in die Lüfte ragend. Wir erkannten sie sofort als den Gipfel des Khan-Tengri. Infolge eigenartiger Krümmung der Talachse und des Gebirgszugs, zu welchem offenbar die dunkle Wand gehört, verschiebt sich das interessante Bild für das Auge derart, daß man im Unklaren über die Anordnung der Gebirgszüge und über die Lage der Lücke bleibt, aus welcher die Gipfelpyramide sich erhebt; nach einigen hundert Schritten schon sieht man diese überhaupt nicht mehr. Immerhin lag große Wahrscheinlichkeit vor, daß der Gipfel irgendwo im Inyltschektal oder in einem irgendwie mit ihm verknüpften Tale stehen müsse. Wir beschlossen daher, um bessere Kenntnis dieser Verhältnisse zu gewinnen, gegen das linke Ufer hinüber zu streben, dort am Rande des Gletschers zu biwakieren und einen in der Randkette aufragenden, hohen Gipfel zu ersteigen. Von solcher Höhe aus, hofften wir Klarheit über den Verlauf der Talketten und über die Lage des Khan-Tengri zu erhalten, sowie telephotographische Aufnahmen hiervon machen zu können, da die Ungunst der erwähnten Umstände für diesmal weiteres Eindringen in das geheimnisvolle Eisgebiet verbot. Ich überließ indes die Bewältigung dieser Aufgabe Herrn Pfann und wandte mich der Untersuchung der komplizierten Störungen im Bau des Gebirges zu, die besonders an den Steilwänden auf der rechten Talseite in schönen Aufschlüssen beobachtet werden können.

Die außerordentliche Brüchigkeit der den Felskamm des fraglichen Berges bildenden Schiefer und die trügerische Beschaffenheit des Hochschnees verhinderten Herrn Pfann jedoch den Gipfel zu erreichen. Auch trat schon während des Aufstiegs Trübung der Atmosphäre ein, so daß vom Gebirge überhaupt nicht mehr viel zu sehen war. Eine starke atmosphärische Depression war hereingebrochen. Schneefälle kündeten sich an. Zu meinem schmerzlichen Bedauern mußte ich das so wenig erforschte Tal, ohne viel davon gesehen zu haben, nun in aller Eile verlassen, wenn mir der Rückzug über den Paß nicht durch Schnee verlegt werden sollte. Erst im folgenden Jahre, als ich besser vorbereitet dahin zurückkehrte, hatte ich das Glück, die Geheimnisse seines Baues zu enträtseln, worüber sich im späteren Teile dieses Berichts Näheres findet.

Nur auf eine besondere Erscheinung in den klimatischen Verhältnissen des Tales möchte ich schon jetzt hinweisen. Mit Regelmäßigkeit erhoben sich während meines fünftägigen Aufenthalts im Tale in den späten Nachmittagsstunden wirbelnde Luftströmungen, welche Staubteilchen des Bodens in bedeutender Menge zu großer Höhe trugen und sie auf Gesimsen und kleinen Terrassen in der Umrandung des Gletschers als Löß niederschlugen. Man kann mächtige Bänke dieser äolischen Niederschläge besonders an der linken Uferwand des Gletschers beobachten.

Vom Kapkaktal zum Großen Musarttal.

Auf dem Rückweg aus dem Tüs-aschu-Tal in das Sary-dschaß-Tal verließen Herr Pfann und ich die Karawane und erstiegen den früher erwähnten Scheiderücken zwischen den Talgruppen Kusgun-ja und Tüs-aschu, das Hochplateau Tur (ca 3750 m). Wir sahen dort die Gipfelpyramide des Khan-Tengri weit mehr aus den sie umgebenden Ketten herausragen, als von irgend einem der bisher besuchten, wenn auch weit höheren Standpunkte. Die Ketten verschieben sich indes, von dort gesehen, in ganz besonderer Weise und zwar so, daß man den Eindruck empfängt, es erhöbe sich der Khan-Tengri am Schlusse eines Tales, das seinen Lauf nach NO gegen den Musartpaß, oder noch weiter, etwas gegen S von diesem hin nehme, an seinem Ursprung jedoch mit dem des Inyltschektals zusammen zu stoßen scheint. Das Gesehene wurde skizziert und photographiert, wobei so viel Zeit verloren ging, daß wir unseren Forschungseifer mit einem Freilager ohne Schutz und ohne Proviant zu büßen hatten und die Karawane erst am folgenden Tage nach Überschreitung des Kapkakpasses (ca 3700 m) im gleichnamigen Tale einholten.

Dieses südnördlich gerichtete, ca 65 Werst lange Tal gehört zu den bedeutendsten Nebentälern des Tekes-Oberlaufs. Der Kapkakpaß liegt in einer vierfachen Talverzweigung, da hier, infolge einer Verwerfung, die Ketten weit auseinander treten. Aus diesem Grunde hat der Kapkakfluß mit seinen bedeutenden, weit ausgreifenden Nebentälern ein sehr ausgedehntes Gebiet zu entwässern. Die Durchschreitung dieses reizenden Alpentals gehört zu den genußreichsten Wanderungen im Tian-Schan. Alle Elemente, die zur Bildung eines malerischen Hochalpentals gehören, sind hier im reichsten Maße vertreten. Die Fichtenwälder sind prächtig und enthalten Bäume von riesenhaftem Wuchse, die Entwicklung der Alpenflora ist neben der des Mukur-Mutu-Tals die reichste und üppigste, welche ich im Tian-Schan gesehen habe, und der Wachstum des Alpengrases erstaunlich. Phyllit, Granit, Sandstein, Kalke, zum Teil fossilienführende und Kalkschiefer bilden den geologischen Bau, der Ähnlichkeit mit dem des Bayumkoltals hat, jedoch infolge hier auftretender Störungen mancherlei besonderes Interesse bietet.

Für das Studium der späten Schicksale vieler Tian-Schan-Täler bietet das Kapkaktal, besonders in seinem Unterlauf typische Verhältnisse. Wiewohl es an seinem Schlusse jetzt nur mehr ganz unbedeutende Firnlager enthält, kann man doch dort alle Merkmale früherer völliger Vereisung wahrnehmen und alte Moränen sind im Oberlauf mächtig entwickelt, im Unterlauf fluvioglaziale Schotterterrassen, in welche der Fluß sich streckenweise tief eingeschnitten hat. Die Verlegung seines früher mehr nach O gerichteten Laufes durch solche Schottermassen oder Eis hat ihn gezwungen, um zum Tekes zu gelangen, eine mächtige Barre harter Kalke in tiefer, ungangbarer Klamm zu durchsägen. Die einst durch Glazialschutt abgedämmten Gewässer haben beckenartige Weitungen, als Seen gefüllt. Die dort einmündenden Quertäler liegen sehr hoch, sind trogförmig erodiert, heute wasserleer und ihre Mündungen liegen hoch über den Böden der ehemaligen Seen. Gründe für dieses Verhältnis wurden mehrfach schon früher hervorgehoben (S. 12, 16, 25). Auf späten Einbruch bedeutender Mengen fließenden Wassers deutet aber der Umstand, daß hoch oben an ähnlichen Tertiärbildungen, wie sie an den Rändern der alten Tekes-Seen liegen, sich jüngere, lockere Konglomerate angelagert finden; diese reichen sogar stellenweise über das Tertiär hinauf zu den Kalken. Neben Tertiärablagerungen zeigen sich auch, gerade wie an manchen Stellen des Tekestals und an anderen Orten, große Mengen Sandes und Gruses, die von zerstörtem und ausgespültem Granitmaterial herrühren. Im späteren Verlauf der Reise besuchte ich eines der großen Nebentäler des Kapkaktals, das Tal Karakol-sai, in



welchem ein durch alte Moränen abgedämmter See noch vorhanden ist, und die Merkmale der bereits entschwundenen sich gut erhalten zeigen. (Siehe hierüber später.)

Gegen Ende August nach Narynkol zurückgekehrt, verlor ich dort kostbare Tage mit der Auswechslung der unbrauchbar gewordenen Pferde und besonders mit der Aufnahme neuer Dschigiten und Träger an Stelle der früheren, deren renitentem Verhalten es zum Teil zuzuschreiben ist, daß der bisherige Verlauf der Reise nicht ergebnisreicher war. Anfangs September endlich konnte ich nochmals in das Bayumkoltal ziehen, um die früher durch schlimme Witterung unterbrochenen Arbeiten wieder aufzunehmen. Ich hoffte, im Spätjahr, wo die thermalen Gegensätze zwischen Ebene und Hochtal weniger ausgeprägt sind, durch beständigere Witterung begünstigt zu werden. Es traten jedoch nunmehr allgemeine atmosphärische Störungen ein und behinderten und verzögerten die Arbeiten neuerdings in erheblichem Maße. Aus dem gleichen Grunde mußte die beabsichtigte Ersteigung eines der hohen Eisgipfel am Talschluß unterbleiben; nur ein ca 4400 m hoher Granitgipfel am Nordrand des westlichen Gletschers wurde erklommen und von seiner Höhe aus ein Panorama der umgebenden Gebirgsketten aufgenommen. Auch die Vermessung des westlichen Gletschers konnte, trotz der Ungunst der Witterung, durch Herrn Pfann abgeschlossen und von einer hochgelegenen Basis aus die Gipfel der Umrandung anvisiert werden. Im Verlauf der mit diesen Arbeiten verbundenen Wanderungen, gelangte ich zu einem schneefreien Einschnitt (ca 4250 m) in dem Kamme, der das zum Sary-dschaß ziehende Karakoltal (siehe S. 13) vom Tale des westlichen Bayumkolgletschers trennt, und hatte dort einen prachtvollen Blick auf den Khan-Tengri. Ich fand in dieser Scharte fünf verwitterte Stangen zwischen Felsblöcken eingeklemmt. Im Anfang vermutete ich, daß sie von der Ignatiewschen Expedition herrühren, und daß der fragliche Kammeinschnitt identisch mit dem von diesem Reisenden »Narynkolpaß« benannten Übergang sei, dessen Höhe er mit 13580′ angibt. Nach nochmaliger Durchlesung der betreffenden Stelle im Ignatiewschen Reisebericht (Iswestiya Kais. Russ. Geogr. Gesellschaft, tom. XXIII) wurde ich in dieser Annahme jedoch wieder schwankend, weil Ignatiew vom Passe aus den Abstieg zu einem Gletscher ausgeführt und diesen seiner Länge nach zu Pferde überschritten hat, was für den westlichen Bayumkolgletscher schlechterdings als undurchführbar bezeichnet werden muß; auch könnte man von diesem Gletscher aus nicht in einem Tage nach Narynkol gelangen, wie dies Ignatiew hervorhebt. Endlich ist die Höhendifferenz zwischen unseren beiden Bestimmungen so groß, daß diese sich nicht auf den gleichen Punkt beziehen können. Der Übergang Ignatiews muß daher wohl ein anderer sein. Der westliche Bayumkolgletscher entsteht aus dem Zusammenfluß von fünf aus Einbuchtungen der Talwände vorbrechenden Gletschern und ist besonders im Mittellauf sehr zerrissen, auch an seinem Schlusse, schon im Firngebiet, spaltenreich. Dort steht er durch einen Firnsattel (ca 4400 m), den ich im folgenden Jahre vom Semenowgletscher aus erreichte (siehe späteres), mit diesem in Verbindung und mit dessen oberstem Firnbassin durch den Semenowpaß (siehe S. 18). Zweifellos hat früher auch eine Verbindung des Bayumkolgletschers mit dem Karakolgletscher bestanden und in der Eiszeit bildeten offenbar alle diese Gletscher eine zusammenhängende Eismasse. Jetzt ist der Gebirgsrücken zwischen Karakol und Bayumkol auf der dem letzteren Tale zugekehrten Seite (SO) eisfrei, und man sieht dort in schönen Aufschlüssen die Sedimente (Kalke, Marmor, Tonschiefer) mehrfach wiederholt zwischen Granit liegen.

Außerordentlich ergiebige Schneefälle trieben uns endlich (20. Sept.) aus dem Hochgebirge hinaus, da kein Futter für die Pferde mehr zu finden war. Der Schnee reichte bereits in die Tekesebene herab. Es blieb mir nichts übrig, als alle noch auf meinem Programm stehenden, die Nordseite des Gebirges betreffenden Forschungen auf das folgende Jahr zu vertagen und auf die Südseite überzugehen, wo günstigere Verhältnisse vielleicht noch längere Arbeit ermöglichen konnten.

Nördliches Musarttal, Musartpaß und südliches Musarttal.

Nach einigen Tagen der Vorbereitung verließ die Expedition am 23. September Narynkol, um den Großen Musartpaß zu überschreiten. Der Übergang ist schon von einigen russischen Expeditionen durchgeführt worden. v. Kaulbars veröffentlichte einiges über die Topographie des Gebiets, Ignatiew Geologisches. Ich werde mich daher in diesem Bericht auf Hervorhebung unvollkommen oder gar nicht bekannter Tatsachen beschränken, behalte jedoch eine Reihe physiko-geographischer Beobachtungen, zu denen die Überschreitung dieses Passes vielfach Gelegenheit gibt, dem ausführlicheren Reisebericht vor.

Der Weg von Narynkol durch das Tekestal abwärts führt durch eines der am besten ausgeprägten Becken der alten Randseen, welche am Fuße des Gebirges an Stelle des heutigen Tekestals einstmals lagerten. Am Südrand sind die Formen der alten Uferterrassen vorzüglich erhalten. Am weitgeöffneten Eingang des Großen Musarttals liegen fluvioglaziale Schottermassen in fünf übereinander gelagerten alten Talterrassen und begleiten als Längsstufen mehrere Werst weit den Lauf des Tales bis nahe zum Beginn seines Gebirgslaufs.

Dort in der Nähe des ersten chinesischen Piketts, wo der wasserreiche Fluß aus dem Gebirge hervortritt, gesellt sich ihm sein ebenbürtiger Zufluß, der Dondukol (hiervon später mehr), und der so vereinte Strom ist nicht leicht zu überschreiten. Durch Unachtsamkeit der Dschigiten wurde die Expedition bei der Überschreitung von einem folgenschweren Unfall betroffen. Eines der Packpferde stürzte und seine Lasten, zwei als »luftdicht« gekaufte Blechkoffer fielen in die Fluten. Als man sie herausgezogen hatte, fand sich ihr Inhalt vollständig durchnäßt. Es befanden sich hierunter eine Anzahl großer, exponierter Edward-Films, die in Zinkbüchsen eingeschlossen waren, welche als absolut »airtight« galten. Im Vertrauen hierauf wurden sie nach dem Unfall nicht gleich geöffnet. Als dies später geschah, zeigte es sich, daß Wasser dennoch eingedrungen, und die sämtlichen Films verloren waren. 60 Aufnahmen im Format von $6\frac{1}{2}:8$ Zoll engl., meistens Panoramas und Telepanoramas, aufgenommen von hohen Standorten, die Frucht unsäglicher Mühe und Sorgfalt, das Hauptergebnis der photographischen Tätigkeit des abgelaufenen Sommers, geographische Dokumente von unschätzbarem Werte waren unwiederbringlich verloren. Mit dieser Katastrophe war der Expedition für das folgende Jahr der Weg eigentlich schon vorgeschrieben. Auf diese für die Topographie des zentralen Tian-Schan wichtigen Dokumente konnte nicht verzichtet werden; es war unerläßlich, die wichtigsten Punkte, von denen aus die verlorenen Aufnahmen gemacht waren, nochmals zu besuchen. Wie empfindlich dieser Schaden auch war, hatte er doch auch Gutes im Gefolge: Gezwungen, die schon einmal besuchten Hochtäler nochmals zu bereisen, konnte ich im folgenden Jahre, nunmehr vertraut mit allen örtlichen Verhältnissen, überdies begünstigt durch gute Witterung, besser und erfolgreicher arbeiten als im ersten Sommer und was mir rätselhaft geblieben war in der Struktur des zentralen Tian-Schan, zum größten Teile der Lösung zuführen.

Am Eingang des Großen Musarttals zeigt sich eine mächtige Serie chloritischer Schiefer, öfters wechsellagernd mit Phylliten ähnelnden Schiefern. Schon kurz vor seinem Austritt aus dem Gebirge durchbricht der Fluß Massen roten Granits, auf die eine schmale Zone Gneiß folgt. Bald jedoch verbreiten sich Aphanite auf einen großen Raum und gehen weiter taleinwärts, wo sie wieder in die Nähe einer granitischen Zone kommen, mehr und mehr in Schieferform über. Diese Schiefer sind bei dem für diese Gegend anormalen nahezu N-Streichen (N 10° O) in enge, unregelmäßige Falten geworfen. Pressungserscheinungen äußern sich auch im Granit, der öfters die Form von Granitgneis annimmt. Kalke

und Tonschiefer, zwischen den Graniten auftretend, sind infolge dynamo-metamorphischer Vorgänge, die ersteren in Schieferform gepreßt, letztere kristallinisch geworden. Erst weiter hinten im Tale, wo wieder normales N 70° O-Streichen eintritt, herrschen ruhigere Verhältnisse. Der Granit tritt hier in sehr verschiedenartiger Ausbildung auf, auch als Granitporphyr und wird streckenweise durch Syenit ersetzt. Auf eine weitere Zone Gneis und andere kristallinische Schiefer folgen, je mehr man sich dem Talschluß nähert, in desto vorherrschenderer Weise, dunkle, mehr oder weniger kristallinische Kalke, Tonschiefer und Marmore, aus welchen, gleichwie in den anderen großen Tälern, die dem Hauptkamm angehörenden, Talschluß bildenden Gebirgsteile ausschließlich aufgebaut sind. Hier treten jedoch in großer Mächtigkeit auch dolomitisierte Kalke hinzu, die in den gleichen kühnen und bizarren Gipfelformen sich äußern, wie sie uns aus den dolomitischen Kalkgebirgen Südtirols bekannt sind, und so gestaltet fast den ganzen Lauf des Musartpaß-Defilees gegen S begleiten.

Das nördliche Große Musarttal hat, soweit es im Gebirge verläuft, eine Länge von 55 bis 60 Werst und unterscheidet sich von den anderen großen Tälern des zentralen Tian-Schan durch etwas stärkeres Gefälle seiner Sohle (im Mittel ca 18—19 m pro Werst). Beim Austritt des Flusses aus seinem engen Gebirgslauf (ca 1900 m) liegen große Mengen Glazialschutts (S. 29) zu beiden Seiten der Talöffnung in Terrassen angelagert, die bei der Mündung des sich dem Hauptfluß in flachem Winkel vereinenden Dondukolflusses (nicht Maralta, wie Ignatiew ihn irrtümlich nennt) sich gegen die gleichen, aus diesem Tale gekommenen Bildungen stauen oder schneiden. Gleichwie andere Tian-Schantäler ist auch dieses in beckenförmige Weitungen gegliedert, welche durch schluchtartige Engen verbunden sind; diese sind meist durch alten Moränenschutt verstopft, in welchen der Fluß sein Bett stets sehr tief eingeschnitten hat, selten den Felsgrund erreichend. In den beckenartigen Weitungen sehen wir diesen Moränenschutt, meist am linken Ufer, in stufenförmig übereinander liegende Terrassen umgelagert. Man bewegt sich bei der Wanderung aufwärts in dem malerischen, durch prächtige Fichtenwälder (nur am Gehänge des linken Ufers) geschmückten Tale, besonders im Mittellauf, ausschließlich auf Alpenwiesen und Wälder tragendem Moränenboden. An mehreren Stellen sind die alten Endmoränen von ungeheurer Mächtigkeit. Bei der Mündung (ca 2400 m) des Seitentals Chamer-dawan (hiervon später mehr) liegt die gewaltigste, die eine Breite von fast 2½ Werst hat und ein Gebirge im Tale bildet, eine andere, fast ebenso mächtige, liegt nur 10 Werst weiter aufwärts im Niveau von ca 2600 m und erreicht noch jetzt eine Höhe von 80 m über Talniveau. Bis zu bedeutender Höhe der Talwände können die Moränenreste verfolgt und Abschleifungen und Rundhöcker an den Felswänden beobachtet werden. Auch hier finden wir neben den großen, tief erodierten Nebentälern alter Entstehung; Dondukol, Chamer-dawan, Atun-bulak usw. eine Reihe hochgelegener, trogförmiger, jugendlicher Talbildungen mit karförmigen Weitungen am Schlusse und Mündungen, die, hoch über der heutigen Haupttalsohle hängend, das ehemalige Niveau des Hauptgletschers anzeigen; sie enthalten auch jetzt noch kleine Gletscher. Eine eigentümliche Erscheinung in diesem windgeschützten Tale ist die Ablagerung lößartiger Massen von bedeutender Mächtigkeit (15—18 m) auf alten Moränenterrassen; es scheinen Gebilde fluvialer Entstehung zu sein, zeigen jedoch Ähnlichkeit mit äolischem Löß. Im mittleren Tale treten heiße Quellen zutage (48° C), von den Kalmaken in primitiver Weise gefaßt und zu Heilbädern benützt; ihr Austritt findet in der Talsohle (Niveau ca 2550 m), in der Kontaktzone statt, wo kristallinische Schiefer und Granite mit stark zerrütteten Kalken in Berührung treten.

Dort, wo die Talachse eine halbkreisförmige Kurve von kurzem Radius nach O beschreibt, schwingt sich die rechte Uferkette, scheinbar das Tal schließend, zu einer Reihe

ca 5500 m hoher, außerordentlich kühn gebauter Gipfel auf, die wegen ihrer Exposition nach N mit gänzlich in Firn und Eis gehüllten Fronten, prachtvoll über eine dunkel bewaldete, alte Moräne aufragen. An ihrem Fuße bricht aus einem von O herbeiziehenden Seitentale, kaskadenförmig in tausendfältigen Séracs gegliedert, der wildeste Talgletscher vor, den ich im Tian-Schan gesehen habe; seine Zunge wendet sich, im Tale angelangt, nach N und endet bei 2750 m, nur wenig oberhalb des dritten Piketts, wo sie durch die von ihr aufgeworfenen, mächtigen Ufermoränen vom Haupttal getrennt wird. Nach der Höhe dieser Moränenwälle (bis zu 60 m), nach den gewaltigen Dimensionen der ausschließlich aus hellem, dolomitisiertem Kalk und aus Marmor bestehenden Transportblöcke und nach der Mächtigkeit der Eiszunge zu schließen, dürfte dieser noch unerforschte Gletscher sehr lang sein. Zweifellos nimmt er seinen Ursprung auf dem wasserscheidenden Rücken, der den Schluß eines der Nebentäler des zum Tekes nach N ziehenden Agiaßtals vom Musarttal scheidet. Von dort, also vom Hauptkamm des Chalyk-Tau im O, streichen auch die die hohen Eisgipfel aufbauenden dolomitisierten Kalke und Marmore herüber, die hier die Granite und Gneise abschneiden. Der klimatische Schutz dieser nach N gerichteten Wand hat für die dahinter liegende Talstrecke, trotz der hohen Lage (2800 m) des Talbodens, ungewöhnlich mildes Klima zur Folge, unter dessen Gunst eine außerordentlich schöne Busch- und Waldvegetation hoch ins Gletschereis hineinragt.

Der Musartpaß ist ein Wallpaß, dessen unebene Scheitelfläche eine Ausdehnung von mehr als 16 Werst besitzt. Der Aufstieg von der Nordseite, der von den ca 2900 m hoch gelegenen, obersten Terrassen des nördlichen Musarttals ausgeht, ist bis zur Erreichung des Plateaus kurz und steil, der Abstieg nach S zum Pikett Tamga-tasch (ca 2760 m) lang und mit Ausnahme einiger Steilstufen allmählich, also die Schenkel ungleich. Eine Anomalie äußert sich darin, daß der Gletscher der Nordseite klein, der der Südseite sehr ausgedehnt ist. Der zur Nordseite abfließende Gletscher Jalin-Chanzin ist nur mehr ein unbedeutender Rest eines ehemals sehr ausgedehnten Eisfelds; er endet bei ca 3100 m und ist fast ganz mit Schutt bedeckt, so daß nur bei den Einmündungen kleiner Seitengletscher etwas Eis zutage tritt. Die Wasserscheide zwischen ihm und dem nach S abfließenden Dschiparlikgletscher ist verwischt; zumal infolge der sehr veränderlichen Anhäufungen von Moränenschutt ist der kulminierende Punkt, die Paßhöhe, schwer festzustellen. Wir hielten ein kleines Plateau dafür, dessen Höhe, nach vorläufiger Feststellung, sich auf ungefähr 3500 m berechnet. Ignatiews Kote ist 12240′ = 3730 m.

Nahe der Paßhöhe auf seiner Südseite mündet aus einem von ONO heranziehenden Längstal der gewaltige Dschiparlikgletscher; seine Zunge ist, soweit sie das oberste Paßplateau bedeckt, fast schuttfrei und auf einer mehrere Werst langen, kaum geneigten Strecke in Millionen kleiner, zeltförmiger Erhebungen zerlegt, deren Entstehung auf besondere Abschmelzungsprozesse zurückzuführen ist. Soweit der Blick in das 3—400 m breite Ursprungstal einzudringen vermag, sieht man an seinen Ufern hohe, überfirnte Berge (Kalk und Marmor). Wegen der Krümmung der Talachse kann der Ursprung nicht gesehen werden; er scheint in dem gleichen Scheidekamm, wie der früher erwähnte, bei der Haupttalkrümmung mündende große Gletscher zu liegen. Nahe seinem Austritt auf das Paßplateau zweigt vom Hauptgletscher ein Arm nach SW ab, legt sich quer über das Plateau und entschwindet dem Blicke in einer nach SW gerichteten Öffnung der westlichen Uferwand, während die Hauptmasse in einer durchschnittlichen Breite von 2 Werst nach SO, dann nach S ihren Lauf zum südlichen Musarttal nimmt und bei ca 2900 m in einer stark im Rückzug begriffenen Zunge oberhalb des Piketts Tamga-tasch endet. Der Bach bricht aus einer torförmigen Öffnung der Eiswand heraus; zur Zeit als ich dort vorbeikam, sah man über der untersten Höhle noch zwei ganz ähnliche, aber wasserleere Tore,



eines über dem anderen, in der Abbruchwand der Eiszunge. Der Bach hatte also sein Bett im Eise immer tiefer erodiert; seine Wasser waren einst vor dem Zungenende zu einem ca 3 Werst langen, $1\frac{1}{2}$ Werst breiten Moränensee abgedämmt. Soweit der Gletscher das sanft nach S abdachende Paßplateau deckt, ist das Eis durch ein Schuttgebirge nahezu verhüllt, wo es zutage tritt, von einer sehr großen Zahl tiefer Trichter durchsetzt, in deren jedem ein oder mehrere große Felsblöcke liegen, deren starke Erwärmung den Anlaß zur Entstehung dieser Vertiefungen gab. An den mehr als 1000 m hohen Felswänden der Umwallung kann man allenthalben die Spuren des Gletschereises bemerken, welche Kunde von der einstigen Ausfüllung des Hochtals durch den Gletscher geben. Am Ostufer liegen am Fuße einer 400 m hohen, vom Eise abgeschliffenen Marmorwand auf einer abschüssigen Felsterrasse die Ruinen eines Masars und eines Piketts: Masar-Baschi. An dieser Stelle, wo ein Seitengletscher einmündet, bricht der Hauptgletscher in einer ca 100 m hohen Stufe zu einer tiefer liegenden Terrasse ab und seine Eismassen sind in wilde Séracs, Eistürme und Hörner, durch gähnende Schluchten getrennt, aufgelöst. Es ist dies die schon seit Jahrhunderten berühmte, gefürchtete Passage, die von den Karawanen nur mit Hilfe der Wächter des Piketts Tamga-tasch überwunden werden kann; diese haben regelmäßige Treppen in die Eistürme eingeschlagen. In großer Zahl umherliegende Skelette von Lasttieren bekunden jedoch, daß trotz aller Hilfe die Fährlichkeiten der Überschreitung große sind. Und dennoch ist dieser Paß noch immer der verhältnismäßig leichteste für den Verkehr zwischen Nord- und Südseite. Eine Karawane inmitten dieses Labyrinths von Eistürmen zu sehen, gewährt einen abenteuerlichen Anblick. Am Fuße der nächstfolgenden Eisterrasse liegt in der Nähe des linken Ufers ein ausgedehnter Eissee. Die gesamte Länge des Dschiparlikgletschers muß auf mindestens 25 Werst veranschlagt werden.

Es wurde schon hervorgehoben, daß dolomitisierter Kalk in ungemein kühnen Gipfelbauten zusammen mit weißem Marmor zum überwiegenden Teile die Umwallung des Musartpasses bildet. Von diesen hellen Massen heben sich scharf, dunkle Wände mit zackigen Graten eingefalteter, stark metamorpher Eruptivgesteine ab, welche vom Beginn des Paßdefilees im N bis zu seinem Südende und darüber hinaus unausgesetzt die umgewandelten Sedimente begleiten, mit denen sie gemeinsame Auffaltung erfahren haben. Außerordentliche Störungen in prachtvollen Aufschlüssen lassen sich in diesen wahrnehmen. Gneis und Syenit werden infolge Vorherrschens eines der Ostwestrichtung stark genäherten Nordoststreichens nur mehr auf der Nordseite des Passes wahrgenommen.

Der Weg durch das südliche Musarttal, das eine Länge von ca 90 Werst hat, bei einer Breite, die zwischen $1\frac{1}{2}$—$2\frac{1}{2}$ Werst wechselt, bietet in zweierlei Hinsicht großes Interesse: zunächst wegen der gewaltigen Dislokationen, welche sowohl die kristallinen Gesteine (Gneis, Granit, Syenit), als die Sedimentärbildungen betroffen haben, und wegen der beide durchbrechenden Mengen von Eruptivgestein (Diorit, Porphyrit). Es bedarf noch genauerer Prüfung der beobachteten Verhältnisse, ehe gesagt werden kann, ob die Störungen vom Durchbruch der eruptiven Massen ausgingen, also bis zu gewissem Grade lokaler Natur waren, oder ob eine weitgehende Bewegung die Gebirgsmassen ergriff, gefolgt oder begleitet vom Aufsteigen des Magmas in den entstandenen Klüften. Wie häufig, so erweckt auch hier die Kontaktzone das meiste Interesse. Starke Metamorphosierung zeigt sich nicht nur in der Berührungszone der Durchbruchsgesteine mit den Sedimenten und altkristallinischen Gesteinen, sondern auch dort, wo letztere und die Sedimente aneinander treten. Herr Keidel hat, als wir das Tal zum zweitenmal besuchten, eine vollständige Sammlung der Kontaktgesteine eingebracht.

Granit, Syenit, Gneis usw. treten im südlichen Musarttal erst in größerer Entfernung vom zentralen Kamme auf, als in allen von mir besuchten nördlichen und südlichen Quer-

tälern: erst in der äußeren Hälfte des Tales, bis wohin die Sedimente allein den Gebirgsbau bilden. Gneise sind weit mächtiger entwickelt, als bisher angenommen wurde. Zwischen den Piketts Chailik-Mabuse und Tograk bilden sie eine geschlossene, an beiden Enden scharf begrenzte Zone von 4 Werst Breite. Chloritische und stark umgewandelte Schiefer wechsellagern mit Graniten. Auch die Kalke sind mehr oder weniger kristallinisch geworden. Die oft bis zur Höhe von 1500 m und darüber senkrecht angeschnittenen Wände der schräg zur Talachse ziehenden Ketten zeigen im Schichtenbau die merkwürdigsten, vielfältigsten, bis ins kleinste gehenden Knickungen, Zerknitterungen und Fältelungen der steil aufgerichteten Sedimente in großartigen Aufschlüssen und stets in der Nähe des Auftretens der Eruptivgesteine am intensivsten. An einigen Stellen zeigt sich gangförmiges Aufsteigen des Magmas, von starker Apophysenbildung begleitet. Trotz der dynamischen Wirkungen bei der starken Dislokation der Sedimente gelang es Herrn Keidel einen Kalkhorizont zu finden, dem er eine dem oberen Karbon angehörige Fauna entnehmen konnte. Dies berechtigt zur Annahme, daß diese Kalke des mittleren und vorderen Tales und das kristallinische Massiv, in welchem sie liegen, tektonisch scharf von den älteren paläozoischen Kalken und den mit ihnen gefalteten metamorphen Eruptivgesteinen zu trennen sind. Alte kristallinische Konglomerate finden sich schon in der zweiten Hälfte des Tales, treten jedoch in großen Mengen erst nahe an seinem Ausgang auf, wo sie zwischen den Quertälern Ak-topa und Moro-chotan mit Sandsteinen und umgewandelten Schiefern zusammengefaltet sind. Aufschlüsse an 4—500 m hohen Wänden lassen auch in diesem Komplex außerordentliche Verrenkungen und Verbiegungen der Schichten erkennen; von der starken Pressung geben umherliegende Konglomeratblöcke Kunde, deren Material der Länge nach ausgewalzt ist. Diese Konglomerate bilden auch die Abdachung des Gebirges gegen das nach O ziehende Tal des Musart-daria, wovon später mehr. Einige Werst, nachdem man das Musarttal in der Richtung nach S verlassen hat, treten in der Abdachung des Gebirges gegen die Steppe, bei der Mündung des Tales Kasch-bulak wieder Sandsteine auf, die mit groben, schiefrig-kalkigen und feinen, grauwackenähnlichen Konglomeraten in enge Falten gepreßt sind und stellenweise zerknitterte, blättrige, fettigglänzende Lettenkohlenschiefer, an anderen Stellen auch wirkliche Anthrazite enthalten.

Nicht weniger Interesse, als die Besonderheiten im geologischen Bau des Musarttals, bieten die Zeichen seiner ehemaligen, gewaltigen Vergletscherung. Wenn in diesem nach S gekehrten Tale die alten Moränenablagerungen massenhafter und ungestörter vorhanden sind, als in den großen Gletschertälern der Nordseite, so erklärt sich dies damit — was schon Ignatiew richtig beurteilte —, daß im N, infolge der auch jetzt dort noch sehr ausgedehnten Vergletscherung, die alten Glazialschuttmassen während langer Zeiträume der abschwemmenden Wirkung der Schmelzwasser ausgesetzt waren und bis auf den heutigen Tag sind. Hier im S hingegen, wo die heutige Vergletscherung verhältnismäßig gering, das Klima weit trockner ist und jedenfalls auch in der Postglazialzeit rascher sich veränderte, als im N, kamen die zerstörenden und abräumenden Kräfte im Innern der Täler weniger lange zur Geltung.

Wir sehen zunächst, daß das Tal stellenweise durch alte Endmoränen, an anderen Orten durch Anhäufung von Diluvialschutt an natürlichen Einschnürungen in sechs beckenartige Weitungen abgesperrt war, welche ebenso vielen früheren Seen entsprechen. Im zweiten Becken liegen Moränenreste 3—400 m über der Talsohle auf Hochterrassen, und Abschleifungen an den Felswänden reichen dort sowohl, als weiter außen im Tale, beträchtlich höher hinauf. Streckenweise, so im vierten Becken, ist der Fuß der Gebirgswände bis zu beträchtlicher Höhe in Moränenschutt förmlich begraben, der auf eine Länge von 2 Werst eine die weite Talrinne ausfüllende geschlossene Decke von noch immer mehr als 60 m



Mächtigkeit bildet, wiewohl schon viel davon hinweg geführt wurde. Trockne Verwitterung hat dort die Blockmassen (Marmore, Kalke) in Sand und Mehl verwandelt, aus welchen die erhalten gebliebenen Blöcke zum Teil herausragen. Durch diese Verwitterungsprodukte wurde eine weite Talstrecke in eine richtige Sandwüste verwandelt, deren dünenförmige Erhöhungen durch Pflanzen von echtem Wüstentypus zusammengehalten werden. Die feinsten Teile sind als Löß hoch auf Felsterrassen getragen und abgelagert worden, wo sie häufig eine Mächtigkeit von 12—15 m erreichen. Alter Moränenschutt reicht beim Lagerplatz Chailik-Mabuse (ca 2480 m) etwa 400 m über Talniveau hinauf. Die bedeutendsten Anhäufungen finden wir jedoch in der Nähe des Piketts Tograk (ca 2350 m), wo aus dem rechts einmündenden Tale Tograk-Jailak ungemein mächtige Transportmassen herauskamen, die sich an denen des Hauptgletschers aufstauten, wodurch der Schutt zu gewaltiger Höhe (5—600 m) an die jenseitige Bergwand hinaufgeschoben wurde. Ein etwa 200 m hohes Gebirge von Moränenschutt sperrt hier das Tal ab und wird in einer Länge von mehreren Werst vom Flusse in malerischer Engschlucht durchbrochen. Während auf den bisherigen Moränen das Blockmaterial aus Marmor und Kalken besteht, sieht man hier fast nur Gneisblöcke, welche durch äolische Korrasion zu tausenden in bizarre Formen umgestaltet wurden. Unterhalb Tograk mündet links das Seitental Dschin-Dschilga, aus dessen Mündung die riesige Grundmoräne des alten Gletschers in vorzüglich erhaltener Form weit in das Haupttal hinauszieht. Von diesem Seitengletscher allein können jedoch die gewaltigen Schuttmassen nicht herrühren, welche wallförmig auf einer Strecke von 10—12 Werst sich talauswärts dehnen, 40—50 m über dem Niveau des Flusses, der sein Bett tief in sie eingeschnitten hat. Die Terrainformen deuten vielmehr darauf hin, daß der Riesengletscher, der dieses Material lieferte, den dort sehr abgesunkenen linken Talwall überflutend, aus höheren Teilen des Chalyk-tau im O herüber kam. Auch beim letzten Pikett Koneschar (nicht Kunja-schar, wie es in der 40 Werstkarte heißt) war das Haupttal (ca 2100 m) durch Moränenschutt abgesperrt, welcher am rechten Ufer hoch hinauf die Bergwände einhüllt.

Daß die alten Gletscher auch aus dem Gebirge hinaus in die Ebene reichten, davon geben nicht nur die Moränengebirge Kunde, welche vor dem Fuße des nach O ziehenden Gebirgsrandes liegen und von der Expedition im folgenden Jahre auf dem Wege entlang des Chalyk-tau überschritten wurden (hiervon später), sondern auch die ungeheuren Decken, Transportblöcke einschließenden umgelagerten Glazialschuttes — ich hebe ausdrücklich hervor, daß diese Ablagerungen sich in wesentlichen Merkmalen von jenen Gebilden unterscheiden, für welche Herr Bogdanowitsch (Trudi Tibetskoi Expedizii S. 88f.) die Bezeichnung Küren eingeführt hat —, welche in Mächtigkeit von mehreren hundert Metern, mehr als 30 Werst hinaus in die Ebene sich heute noch erstrecken und dort teils geschlossene Plateaus bilden, teils durch Erosion in vielgestaltige, kleine Gebirgszüge zerlegt erscheinen. Solche Massen sind in einer Gegend erhalten, wo Erosion, Aufbreitung und Abräumung so energisch gewirkt haben, wie in wenig anderen Landstrichen. Zerstreute Granitblöcke fand ich in der Wüste über 50 Werst vom Gebirgsfuß entfernt. Die Seitentäler des südlichen Musarttals, dessen von einem mächtigen Strome durchflossener, ausgedürsteter Boden durch diesen keine nennenswerte Befruchtung mehr erfährt, bergen auch heute noch einen erheblichen Schatz von Gletschereis, wo hohe, prächtig vergletscherte Ketten aufragen, die schönsten und gletscherreichsten im Tale Turpal-tsche, in dem zirkusförmigen Tale Tschirantoka, in den Tälern Serach-su, Tograk-Jailak usw. In diese Täler haben sich auch die Fichtenwälder aus dem fast ausgetrockneten Haupttal zurückgezogen und bilden, wo sie hervortreten, den schönsten Gegensatz zum Wüstencharakter des Haupttals. Wir sehen in diesem eines der merkwürdigsten Gebirgstäler, ausgestaltet durch Bodenbewegungen, Eis-,

Wasser- und Windwirkung, ein Zusammentreten von Steppe und Wüste in hochalpiner Umrandung. Viele andere physische Züge müßten noch hervorgehoben werden, um das Bild vollständig zu machen, allein dies ginge über den Rahmen dieses vorläufigen Berichts hinaus.

Aus dem Musarttal nach Kaschgar.

Unsere Absicht in den Hochgebirgen der großen Seitentäler des südlichen Musarttals noch einige Zeit zu arbeiten, ließ sich nicht verwirklichen, da das Tal weder für Menschen, noch für Transporttiere Subsistenzmittel bietet und die Versorgung der Expedition daher erst von einer weit außerhalb des Tales gelegenen Station aus, hätte organisiert werden müssen, wozu es in der vorgerückten Jahreszeit zu spät war. Der Plan wurde auf das folgende Frühjahr vertagt, und wir nahmen den Weg talauswärts nach der Stadt Ak-su. Dieser Weg durchschneidet zwischen den Piketts Ljangar und Abad die Züge des Tertiärgebirges Topa-dawan in einer Breite von ungefähr 18 Werst. Da meines Wissens über dieses Gebirge und die Tertiärablagerungen am Südfuß dieses Teiles des Tian-Schan überhaupt noch nichts veröffentlicht wurde, möchte ich einiges hierüber erwähnen. Am Baue des Gebirges Topa-dawan nehmen die gleichen roten, lockeren Sandsteine teil, denen wir im Tertiär der Tekesebene und anderswo begegnen, sodann rote, kochsalzführende Tone und bunte Mergel, wozu streckenweise auch gipsführende Mergel und endlich Konglomerate aus hellen und dunklen Kalken treten. Der ganze Komplex streicht im allgemeinen westnordwestlich und ist durch enge, stellenweise komplizierte Faltung ausgezeichnet. Das Gebirge ist im Sommer und Herbst wasserlos, allein durch die zur Zeit der Schneeschmelze sehr kräftig einsetzende Erosion des fließenden Wassers in der aus leicht löslichem Material aufgebauten Gebirgsmasse, sowie durch atmosphärische Einflüsse besonders auch Wind, Agentien, denen die enge Faltung und steile Aufrichtung der Schichten zu Hilfe kommt, wurden diese Ablagerungen in mehrere Ketten zerlegt und diese wieder in eine Unzahl der mannigfaltigsten und oft bizarren Gipfelformen aufgelöst. Wir finden in diesem Ton- und Mergelgebirge im kleinen und auf engem, übersichtlichem Raume gedrängt, die verschiedenartigen Tal- und andere Hohlformen, die mannigfaltigen Berggestalten und Oberflächenformen wieder, wie sie das Hochgebirge im großen, auf weitem, unübersehbarem Raume aufweist. Viele der Vorgänge, die sich dort im großen abspielten, haben sich hier im kleinen wiederholt; kurz die gebirgsbildenden und gebirgszerstörenden Kräfte haben zusammen ein Relief geschaffen, das in bezug auf Mannigfaltigkeit der Bodenplastik ein Lehrbeispiel des Gebirgsbaues im großen darstellt. Ich habe später die aus gleichem Material aufgebauten Tertiärgebirge im W, N und NO von Kaschgar durchwandert, auch die Fortsetzung des Topa-dawan gegen S, den Tschul-tau (von dem allem später mehr), aber wiewohl sich auch dort streckenweise reiche Gliederung zeigt, erreicht sie doch nirgends das mannigfaltige Gepräge des Topa-dawan. Die mittlere Sohlenhöhe des Gebirges ist 1600 m; es steigt von O nach W allmählich an; während die ersten Ketten nur eine Höhe von 30—40 m über dem tischgleich geebneten Aufschüttungsboden erreichen, sind die dem Südwestrand genäherten über 200 m hoch. Dort überrascht öfters der Anblick steiler Bergwände, aus einer einzigen ungefähr 150 m hohen Tonplatte gebildet, die durch Auswitterung leicht zersetzbarer Einschlüsse siebartig durchlöchert erscheint. Nahe dem Südwestrand beim Pikett Abad (ca 1550 m) findet eine Beugung der Achse und Veränderung des Streichens statt, indem die Züge des SW—NO streichenden Tschadan-tau mit denen des

WNW streichenden Topa-dawan verwachsen; bedeutende Störungen im Schichtenbau sind damit verbunden. Salz tritt besonders am Südwestrand in Rinnen und Mulden in Form von Exsudationsdecken auf, die bis zu 50 cm Mächtigkeit erreichen und von den Chinesen ausgebeutet werden. Das Gebirge bricht gegen die Wüste plötzlich ab — scheinbar — da die niederen Züge der äußersten Falten in einer mehrere hundert Meter mächtigen Schuttdecke begraben sind.

Der Weg von Abad über Dscham nach Ak-su darf als bekannt übergangen werden. Auch über die lange Strecke von Ak-su über Maralbaschi nach Kaschgar enthalte ich mich hier, wiewohl sie zu vielen interessanten Beobachtungen Gelegenheit bot, der Mitteilung, da sie schon durch andere Reisende einigermaßen bekannt geworden, teilweise vor nicht langer Zeit erst durch Sven Hedin beschrieben worden ist. Am 18. Oktober 1902 traf die Expedition im Winterquartier Kaschgar ein, von wo Herr Pfann und der Präparator Herr Russel die Heimreise antraten. Da die südlichen Randketten des Tian-Schan auch im Winter oft schneefrei bleiben, was speziell im Winter 1902/3 der Fall war, benutzten wir die Winterszeit, ungeachtet der empfindlichen Kälte, zu Ausflügen nach diesen Gebieten, hauptsächlich, um paläontologische Sammlungen anzulegen. Dieser Zweck wurde auch, dank dem Sammeleifer des Herrn Keidel erreicht, und wir kehrten mit reicher Ausbeute nach Kaschgar zurück.

Paläontologische Sammelreisen am Südrand des Tian-Schan.

Der erste Ausflug führte in das Toyuntal, zunächst durch enge Defileen der durch Stoliczka und Bogdanowitsch bekannt gewordenen »Artyschschichten«, welche am Südfuß des Tian-Schan ungemein weit verbreitet sind. Inmitten dieser stark dislozierten Schichten liegt eine Gruppe großer Dörfer, die den gemeinschaftlichen Namen Artysch tragen. Diese, sowie die gleichfalls von uns besuchte, weiter östlich am Südrand des Tertiärgebirges gelegene Gruppe von Dörfern, welche unter dem Kollektivnamen Altyn-Artysch zusammengefaßt werden, waren nicht lange vorher, im August 1902, durch Erdbeben nahezu gänzlich zerstört worden. Der Anblick der in Ruinen liegenden Ortschaften war traurig; im weiten Umkreis zeigte sich der Boden zerborsten und zerklüftet, und stellenweise bemerkte man kleine Schlammvulkane. Im Zusammenhang mit diesen Ereignissen war das Studium der stark dislozierten, sog. Artyschschichten für uns von besonderem Interesse. Jüngere Konglomerate, von welchen diese Tone, Mergel- und Sandsteinschichten diskordant überlagert werden, zeigen ebenfalls Merkmale erheblicher Dislokation, ja sogar in sehr jungen Konglomeraten wurden von uns an mehreren Örtlichkeiten, besonders im östlich von Altyn-Artysch gelegenen Tale Kurumduk Dislokationen beobachtet, die kaum einen Zweifel darüber lassen, daß die Bodenbewegungen, welche in den nach Bogdanowitsch zum Pliocän zu rechnenden Artyschschichten zum Ausdruck gelangten, sich in jüngeren Bildungen fortsetzten und bis auf den heutigen Tag fortdauern (mehr hierüber im ausführlichen Bericht). Solche Bewegungen führten im genannten Bezirk zu fast völliger Zerstörung von zehn bis zwölf volkreichen Dörfern, die, auf gut bewässerten Lößterrassen gelegen, die reichste und fruchtbarste Gegend in der Nähe von Kaschgar bilden. Das Epizentrum trifft ungefähr auf Artysch-Basar und die zerstörenden Wirkungen der von dort sich verbreitenden Wellen machten sich auch in der Stadt Kaschgar und deren nächster Umgebung geltend. Wir konnten diese im weiteren Umkreis etwas abgeschwächten, jedoch immerhin noch sehr destruktiven Wellen aufwärts im Toyuntal, im Maŭdan-Geßtal, östlicher im Kurumduktal und später sogar noch weiter östlich verfolgen. Während unseres Aufenthalts in Kaschgar

gehörten kräftigere und schwächere Bodenerschütterungen zu den alltäglichen Ereignissen; man gewöhnte sich daran.

Im Toyuntal wurden devonische Fossilien gefunden, teils an den schon von Stoliczka und Bogdanowitsch besuchten Stellen, nördlich vom Weideplatz (nicht Dorf) Tschon-Terek, teils an anderen Punkten. Im ganzen war jedoch die Ausbeute keine reiche, wiewohl wir nach N, weit über die alte Jakub-Begsche Talsperre Tschakmak hinaus, vordrangen. Hingegen konnten im Gebiet der stärksten Dislokationen, in den Schiefern und in den darin eingelagerten, von Bogdanowitsch als dem Tertiär angehörig bestimmten Sandsteinen, Durchbrüche basaltischer Gesteine festgestellt werden und zwar ziemlich weit südlich von den Örtlichkeiten, wo sie durch Bogdanowitsch (Sujoktal) und durch Stoliczka (Tschakmak) aufgefunden worden sind (siehe später).

Besseren Erfolg hatte die Sammeltätigkeit auf dem folgenden Ausflug. Die Reise führte über Altyn-Artysch nach N aufwärts, durch das früher von einem See ausgefüllte, ungeheure Tertiärbecken von Argu mit seinen schön erhaltenen, alten Terrassen; man betritt es durch eine in 200 m hohe Konglomeratwälle eingeschnittene, enge Pforte und verläßt es durch ähnlichen Ausgang, um in das Durchbruchstal Tangitar einzutreten, durch welches man zu den von W nach O je um eine Stufe höher gelegenen, beckenförmigen Weitungen der ehemaligen großen Seen von Tegermen und Arkogak gelangt. Stoliczka fand einige Fossilien im N des alten Jakub-Begschen Sperrforts Tangitar, also nördlich von der durch den Fluß durchbrochenen Enge. Die Fundstellen, wo wir große Ausbeute machten, liegen teils etwas im W der alten Befestigung, teils im S davon; die Fauna ist teils devonisch, teils karbonisch. Überraschend ist die Mächtigkeit der Konglomerate unmittelbar vor und hinter der Stelle, wo der Tangitarfluß in einer 15—20 m breiten, etwa 4 Werst langen, gewundenen, wilden Schlucht zwischen nahezu senkrechten Wänden die karbonischen Kalke durchbricht und in den Felszirkus von Tangitar austritt. Die Konglomerate, welche oft sehr große Blöcke einschließen, reichen dort, obwohl schon zum Teil abgetragen, stellenweise bis 350 m über Talniveau an die Kalkwände hinauf und springen als gewaltige Strebepfeiler weit in das Tal vor. Hinter der Schlucht liegen alte Talstufen in diesen Konglomeraten, welche von Löß in bedeutender Mächtigkeit überdeckt werden.

In dem mit Ausnahme eines schmalen Flüßchens jetzt trocknen, gewaltig ausgedehnten Becken von Tegermen sind die Aufschüttungsmassen von solcher Mächtigkeit, daß sie die Vorketten des Gebirges zum Teil derart verhüllen, daß nur mehr einzelne Kegel und Kuppen von ihnen inselartig aus der ungeheuren Schuttdecke herausragen. In der linken Uferwand des Beckens fand Herr Keidel oberkarbonische Brachiopoden und in einer Engschlucht devonische Korallen. Über eine breite Schwelle wird durch eine Bresche der Aufschüttungsboden des breiten Beckens von Arkogak betreten und in nordöstlicher Richtung lange Zeit überschritten. Durch ein nach O abzweigendes, indirekt zum Kurumdukfluß drainierendes Seitental, gelangt man zu den ausgedehnten kirgisischen Weideplätzen von Basch-Sugun. In den Kalken der Umwallung des Suguntals, welche von sehr verschiedenartigem Charakter sind und verwickelte Lagerungsverhältnisse zeigen, wurde eine Bank hellen, lockeren, weichen Kalkes getroffen, in welcher sich eine Anhäufung vorzüglich erhaltener Fossilien findet. Man konnte ihr eine reiche unterkarbonische Brachiopoden-Fauna von etwa 50 Spezies und mehreren hundert Exemplaren entnehmen. Basch-Sugun ist schon durch den Fossilienfund Stoliczkas (E. Sueß, Beiträge zur Stratigraphie Zentralasiens) bekannt geworden. Ob die von uns ausgebeutete Fundstelle jedoch identisch mit der Stoliczkas ist, scheint zweifelhaft, wenn man bedenkt, daß dieser Forscher nur einige Fossilien dort fand, während eine derartige Anhäufung von Organismenresten, wie sie an unserer Fundstelle vorhanden ist, wohl dem geübten Blicke des verdienten Forschers nicht entgangen wäre.



Auf dem Weiterweg nach SO durch das nunmehr sich verengende, eine Serie kleiner, nur durch enge Tore verbundener, kesselförmiger Weitungen bildende Suguntal wurden mächtige Ausbrüche basaltischer Gesteine in Form von Kuppen, aber auch als Gänge beobachtet. Zertrümmerungsbreccien und Konglomerate treten auf, und die umgebenden Kalke wurden stark verändert. Das nunmehr an verschiedenen, am äußersten Südrand des Tian-Schan gelegenen Örtlichkeiten von uns festgestellte Vorkommen basaltischer Gesteine — wir fanden sie außer an dem schon erwähnten Platze im Toyuntal (S. 38), auch an den äußersten Ausläufern des Gebirges bei Tagh-Tumschuk (unweit von Maral-Baschi) — beweist, daß ihr Ausbruch nicht auf die Bruchlinie beschränkt ist, welche Bogdanowitsch (Trudii usw. S. 72) am Nordabhang der Kok-Tan-Kette annimmt.

Durch eine 30 m weite Bresche erfolgt der Durchbruch des Sugunflusses nach O in ein ungefähr 3 Werst breites, bedeutendes Tal, das, seinerseits wieder nach SO ziehend, zum Kurumduk ausmündet. Es muß hervorgehoben werden, daß die Darstellung sämtlicher mir bekannter Karten für das Terrain, insbesondere das hydrographische System zwischen dem Plateau von Tegermen zum Sugungebiet, durch dieses zum Kurumduk und bis hinaus in die Ebene von Kaldü-Jailak auch nicht in entfernter Weise der Wirklichkeit entspricht. Von Ayak-Sugun, das an der Einmündung des erwähnten Seitentals in das Kurumduktal gelegen ist, gelangten wir nach Sugun-Karaul. Der Weg vom Kurumduktal — dieses selbst wird nur eine kurze Strecke weit durchschritten — zur Hochebene am Südfuß des Gebirges führt mehr als 25 Werst in engen, gewundenen Defileen, durch jene Teile des aus weichen Tonen und Mergeln bestehenden Tertiärgebirges, welches den stärksten Niveauverschiebungen ausgesetzt war. Infolgedessen ist es in solcher Weise zerstört und zum großen Teile im eigenen Schutt begraben, wie man dies selten irgendwo beobachten kann. Den Mergeln liegt noch eine mächtige Zone sehr feinen, harten Konglomerats vor und erstreckt sich 3 Werst breit hinaus in die wüste Hochebene von Kaldü-Jailak.

Wegen Herbeischaffung längst in Europa bestellter Ergänzungen der Ausrüstung der Instrumente und des photographischen Materials, sowie um die Herreise eines zweiten Bergführers aus seiner Heimat bis nach Taschkent auf telegraphischem Wege zu leiten, war ich gezwungen, da in Kaschgar kein Telegraph und auch nur eine ungenügende, langwierige Postverbindung ist, während der strengsten Herrschaft des Winters, die lange und beschwerliche Reise nach Taschkent zu machen. Der Weg wurde über den Terek-dawan genommen (Irkischtam — 23° C, Kok-su — 28° C). Da diese Route schon mehrfach, zuletzt durch Futterer (»Durch Asien«) beschrieben wurde, kann ich meine auf der viel des Interessanten bietenden Reise gemachten Beobachtungen hier übergehen.

Während meiner Abwesenheit beschäftigte sich Herr Keidel mit der Untersuchung der Lößablagerungen im Tale des Kaschgar-daria und machte einen Ausflug an die südliche Umrandung des Kaschgarbeckens. Der Weg führte über Boruktai nach Taschmalik, wo südwestlich von diesem Orte eine reiche fossile Fauna gefunden wurde. Exemplare einiger Arten dieser Sammlung fanden ihren Weg nach Calcutta, wo sie im Geological Survey of India als entsprechend »den Productus-limestones of the Punjab-Salt-range« erkannt wurden. Von Taschmalik begab sich Herr Keidel in das Geßtal und folgte diesem aufwärts bis nach Aktschiü, wo er in den von den Kirgisen in primitiver Weise bearbeiteten Kohlenlagern, eine Ausbeute an fossilen Pflanzen der Angara-Serie machte. Der Rückweg wurde über Eski- und Jangi-Hissar genommen. Ein gegen Ende Februar unternommener zweiter Ausflug nach Basch-Sugun hatte den Zweck, die paläontologische Sammlung durch Untersuchung anderer Horizonte in den dortigen Kalken zu ergänzen. In diesen Funden sind verschiedene Stufen des Karbons vertreten.

Der Südrand des Tian-Schan zwischen Kaschgar und Utsch-Turfan.

Anfangs März war ich von Taschkent, wo mir durch das besondere Wohlwollen Sr. Exzellenz des Herrn Generalgouverneurs von Turkestan, zwei tüchtige junge Kosaken als Eskorte bewilligt wurden, nach Kaschgar zurückgekehrt. Erst nach mannigfachen Zwischenfällen und unliebsamer Verzögerung traf der neue Bergführer, Sigmund Stockmayer aus Neukirchen in Pinzgau, mit einem Teile der bestellten Ausrüstungsgegenstände, Instrumente und Materialien ein, und nachdem endlich auch alle anderen schwierigen Vorbereitungen beendet waren, und das bis dahin sehr kalte Wetter sich etwas milder anließ, wurde am 14. April 1903 der Ausmarsch zur neuen Gebirgsexpedition angetreten. Die Gesellschaft setzte sich nunmehr außer mir und Herrn Keidel aus den beiden Bergführern Kostner und Stockmayer, dem Präparator Herrn Maurer, den beiden Kosaken Besporodow und Simin und der entsprechenden Begleitmannschaft sartischer Diener und Pferdewärter zusammen; später kam noch der Kosak Tschernow, einer von Sven Hedins Begleitern hinzu. Von den chinesischen Behörden waren in dankenswerter Weise alle auf meinem Wege liegenden Militärposten (Pikette) vorher verständigt worden. Geleitschreiben und für ein Stück des Weges eine Polizeiperson (Beg) wurden mir mitgegeben. Von seiten des Kais. Russ. Generalkonsuls in Kaschgar, Sr. Exzellenz Herrn N. F. Petrowsky, dem ich für vielfache Hilfe zu großem Danke verpflichtet bin, waren die russischen Aksakale in Utsch-Turfan und Ak-su von meinem bevorstehenden Eintreffen benachrichtigt worden. Wenn der Aufenthalt in Kaschgar auch wenig Angenehmes bot, trennte ich mich doch ungern von Personen, deren liebenswürdiges Entgegenkommen und opferwillige Unterstützung mir in manchen schweren Lagen sehr zustatten kam.

Da die Rauheit der Witterung und die im Gebirge liegenden Schneemassen das Vordringen in das Hochgebirge noch nicht zuließen, beschloß ich, zunächst mehrere Wochen lang möglichst nahe am Südrand des Gebirges entlang zu reisen, um seinen geologischen Bau zu studieren, da gerade über diesen Teil des Tian-Schan fast nichts bekannt ist. Der Weg mußte notgedrungen nochmals über Altyn-Artysch, Tangitar nach Basch-Sugun führen; doch war der abermalige Besuch dieser letztgenannten Örtlichkeit nicht nutzlos, da er zur Entdeckung permo-karbonischer Ablagerungen führte. Meine Absicht war über die Kara-bel-Pässe in das Aiktyktal zu gelangen, das am Südrand der — ich weiß nicht aus welchem Grunde — von Sewerzow so genannten »Kok-kya-Kette« entlang führt und von dort in dem Durchbruchstal des Kok-schaal-Flusses zwischen der erwähnten Kette und dem gleichfalls von Sewerzow »Bos-Aidyr-Kette« genannten Teile der südlichen Randkette, abwärts zu reisen. Dies scheiterte jedoch an dem Unverstand oder dem bösen Willen des mich im Auftrag der chinesischen Behörden begleitenden Begs. Ich möchte hier hervorheben, daß die Namen Kok-kya und Bos-Aidyr, für Gebirgsketten angewendet, der Bevölkerung am Südrand nicht bekannt sind.

Von Basch-Sugun ab führte unser Weg nach O und NO in engen Schluchten durch helle, korallenführende Kalke, dann am Südrand des Gebirges entlang, über den Aufschüttungsboden der Hochebene, aus deren ungeheuren Schuttmassen die äußerste Kette nur mehr in Bruchstücken herausragt, wie Klippen aus dem Meere. Bei der Kirgisenniederlassung Kara-dschil ragen diese Schollen der Vorkette nur 15—20 m hoch empor und bestehen aus wechsellagernden hellen und dunklen Kalken; letzteren konnte eine reiche, oberkarbonische Fauna entnommen werden. Die Örtlichkeit darf nicht mit dem gleichnamigen chinesischen Pikett verwechselt werden, das weiter im N im Aiktyktal liegt. Von dieser, von der Expedition nun fernerhin durchreisten Gegend geben die Karten überhaupt



eine ganz unzutreffende Vorstellung, die in vieler Hinsicht durch Herrn Keidels Routenaufnahmen berichtigt und ergänzt werden wird.

Von Kara-dschil reisten wir in ostnordöstlicher Richtung am Fuße einer 5—600 m hohen Kalkkette über die Lößsteppe, wo die im Schutt begrabene Vorkette noch weithin bruchstückweise verfolgt werden kann und wandten uns dann etwas südlich zu der am Rande eines Salzsees (Schor-köl) gelegenen Kirgisenniederlassung Dschai-tewe (tube?). An diesem Punkte berührte die Expedition Sven Hedins Route von 1895, entfernte sich jedoch sogleich wieder hiervon in nordöstlicher Richtung und drang in ein in spitzem Winkel in das Gebirge schneidendes Tal ein, das als typisches, nach hinten sich schluchtartig verengendes, vollkommen ausgebildetes Quertal in harte Schichten von Kalken, Grauwacken und chloritischen, phyllitähnlichen Schiefern eingetieft ist. Dieses typische Erosionstal (Apatalkan) und seine Nebentäler fanden wir wasserlos; erst nahe an seinem Schlusse stießen wir auf einen schwachen, aus den dort lagernden Schneefeldern stammenden Wasserlauf. Die Entstehung eines solchen Tales, sowie die der kurz vorher und späterhin auf der Reise nach Utsch-Turfan von der Expedition durchschrittenen Erosionstäler, kann mit den periodischen Wasserläufen, welche sie alljährlich nur für sehr kurze Zeit durchströmen, nicht in befriedigender Weise erklärt werden und deutet vielmehr auf gewaltige Klimaschwankung hin. Der Weg führte zwischen den infolge Nordfallens der Schichten, dem Tale zugekehrten Steilseiten der Berge, schroff zum ca 3000 m hohen Apatalkanpaß empor, dann durch das muldenförmig profilierte, schneereiche nördliche Apatalkantal (Ujuk-Apatalkan) hinab, wo wir nochmals, ungeachtet der vorgerückten Jahreszeit (22. April), in die Region des Winters, in heftige Schneestürme gerieten. Die Umwallung des Tales besteht aus einem regelmäßigen, stark abgetragenen Faltenbau aus chloritischen, phyllitähnlichen Schiefern verschiedener Ausbildung und graublauen Grauwacken; dieser mächtige Horizont kann auch noch 40—50 Werst weit im Kok-schaal-Tal abwärts verfolgt werden. Kok-schaal wird der Oberlauf des Tauschkan-daria allgemein von der an seinen Ufern lebenden Bevölkerung genannt.

Bei der Ausmündung des Apatalkantals ist das Kok-schaal-Tal schon 1½—2 Werst breit, und man sieht nach rückwärts nur wenig weiter im W, den Strom sein Durchbruchstal durch eine torförmige Pforte verlassen, worauf er sich in majestätischem Bogen in die Weite ergießt. Von der Besichtigung des bisher noch von keiner Expedition besuchten Durchbruchtals mußte ich wegen Zeitmangels leider abstehen. Es ist bezeichnend, daß man im Kok-schaal-Tal, wie in allen nicht jugendlichen Tian-Schan-Tälern, sofort auf ungemein mächtige Konglomeratmassen stößt, welche den Lauf des Flusses beständig begleiten, die alten Schiefer unregelmäßig überlagernd und ihrerseits von jüngeren Konglomeraten usw. überlagert werden. Bei der Örtlichkeit Abdul-kia (auch Alep-turga ca 2500 m) — dieser, wie die meisten der folgenden Namen, finden sich auf keiner der vorhandenen Karten — sollte der Kok-schaal-Fluß überschritten werden, was sich indes wegen der starken Strömung als unmöglich erwies. Wir mußten vielmehr im Kalkgebirge des rechten Ufers, an dessen pralle Wände der Strom auf längerer Strecke anschlägt, durch Defileen der überraschend stark erodierten Kalkzüge reisen und gelangten flußabwärts wieder ins Haupttal, wo der Strom, nunmehr in mehrere Arme geteilt, überschritten werden konnte. Schon in Abdul-kia hatte sich uns der Ausblick auf eine schöne Kette schneereicher, von Firnlagern durchsetzter Felsberge eröffnet, orographisch dem sog. Bos-Aidyr-Gebirge zuzurechnen, für dessen Abtrennung aus dem geschlossenen, langen Walle des Kok-schaal-Tau (nicht Kok-tal), ich auch weder in geologischer, noch in orographischer Hinsicht eine befriedigende Grenze zu finden vermag.

Der Weg über die weiten, flach geneigten Steppenterrassen des Nordufers stand uns nun offen. Die große Kirgisenniederlassung Kara-bulak (mit einem verfallenen Jakub-

Begschen Fort) passierend, näherten wir uns über ein schwach gegen NO ansteigendes Plateau aus gefestigtem Deckenschotter dem Fuße des in schroffen Formen abstürzenden Gebirgswalles beim Aul Tschagasch-Gumbes (ca 2450 m). Die eine Höhe von ca 3500 m erreichende Vorkette, der Kok-schaal-Tau, wiewohl in tektonischer Hinsicht von den dahinter sich erhebenden, höheren Ketten zu trennen, würde den Karten nach zum Sewerzowschen »Bos-Aidyr-Gebirge« gehören; sie wird von den Kirgisen dieser Gegend »Markeschtagh« genannt. Dieser erste Wall liefert kein kristallinisches Material zu den hier lagernden Schuttmassen. Kalke, Kalkschiefer und sehr dichte, stark umgewandelte Tonschiefer und Sandsteine von bunter Färbung setzen ihn zusammen, eine Serie, die bald nach NNW, bald entgegengesetzt einfällt. Aus den dahinter ansteigenden Ketten stammen wohl die kristallinischen Geschiebe (Granit, Syenit), welche einige, die erste Kette durchbrechende Bäche führen. Hingegen fand ich kristallinisches Material (große Granitblöcke) dort, wo keinerlei Einschnitte in der ersten Kette mehr vorhanden sind, talabwärts in jüngeren Schottern, die dort in großer Mächtigkeit den Fuß des Gebirges vielfach verhüllen; sie wurden zweifellos weit aus dem Innern des Gebirges vom Eise hierher befördert. Es sind dies nicht die einzigen Spuren früherer glazialer Tätigkeit, welche von uns im Kok-schaal-Tal gefunden wurden: am rechten, wie am linken Uferrand wurden solche, wenn auch nicht häufig, festgestellt.

Der Abschnitt des Kok-schaal-Tau, welchem der Name Bos-Aidyr-Kette beigelegt wurde, besteht aus mehreren, annähernd parallel verlaufenden Ketten, von denen die erste, welche die Vorkette überragt und an vielen Punkten des Tales sichtbar ist, um vieles höher und formenreicher ist, als die vordere; ihre befirnten Gipfel zeigen schroffen Bau. Es äußert sich hier ein von mir schon früher beobachteter und später oftmals bestätigt gefundener Grundzug im Baue des Tian-Schan, der der Parallelstruktur. Schon P. P. Semenow, der scharfsinnigste Forscher, der je dieses Gebirge betreten, hat vor langen Zeiten auf dieses Gesetz hingewiesen, das im Baue dieses Riesengebirges so häufig zum Ausdruck gelangt. Der Kok-schaal-Tau zeigt überhaupt allmähliches Ansteigen von W nach O bis gegen den Bedelpaß hin, wo ein Absinken stattfindet.

Bei der Kirgisenniederlassung Kysyl-Gumbes (ca 2300 m), die ihren Namen der roten Färbung des Lößbodens verdankt, Ergebnis der Zersetzung der hier den schroffen, schön gegipfelten Talmauern angelagerten, leuchtend roten Kalkkonglomeraten und Sandsteinen (kysyl-rot) und den vielen die Gegend schmückenden kirgisischen Grabkammern (Gumbes) verdankt, sollte ein Vorstoß in die sog. Bos-Aidyr-Kette gemacht und zur Gewinnung besseren Einblicks in ihren Bau einer der Hochgipfel der Vorkette bestiegen werden. Dies scheiterte jedoch zu meinem Leidwesen an einer Erscheinung, welche überhaupt während eines großen Zeitraums, in welchem die Expedition sich am Südrand des Gebirges bewegte, die Beobachtungen ungemein erschwerte und zum Teil unmöglich machte: an anhaltender, ungemein dichter Nebelbildung. Der Nebel war jetzt im Frühjahr — in dieser südlichen, durch ungemein trocknes Klima ausgezeichneten Gegend eine überraschende Erscheinung — fast dichter, jedenfalls weit anhaltender als bei uns in den Alpen im November; er lichtete sich wochenlang nicht. Die Erklärung hierfür liegt in der beginnenden, tagsüber kräftigen Erwärmung des Lößbodens, welche den ungemein feinen Staub aufwirbelt und ihn selbst bei Windstille, geschweige denn bei den oft herrschenden, starken Winden, in aufsteigender Bewegung in höhere Luftschichten bringt, wo er schwebend verharrt. Da nun im Frühjahr die Berghänge infolge der Schneeschmelze viel Feuchtigkeit verdunsten, so kondensieren sich diese Dünste an den schwebenden, feinen Staubteilchen zu Nebeln, die nicht wanken und nicht weichen. Wir hatten im April und Mai häufig wolkenlosen Himmel, aber selten klare Atmosphäre. Die photographische Tätigkeit mußte



öfters viele Tage unterbleiben, ein großer Verlust. Über vieles, der Beobachtung werte an unserem Wege, lag ein undurchdringlicher Schleier. In den Kalken, welche hauptsächlich am Bau der Vorkette beteiligt sind, fand Herr Keidel Schichten mit Koralleneinschlüssen, deren Bestimmung vielleicht Aufschluß über das Alter dieser Ablagerungen bieten wird, welche auch am rechten Ufer des Kok-schaal zu gewaltigen Massen anschwellen.

Bei der Örtlichkeit Aktala setzten wir wieder auf das rechte Ufer über. Hier und schon früher zeigte das Ufergebirge, der Sogdan-Tau, bedeutende Entwicklung, die imponierende Massenentfaltung eines auf eine Länge von etwa 20 Werst in seiner Kammlinie, nahezu geschlossenen, tief verschneiten, durchschnittlich etwa 1200 m über Talsohle hohen Walles, hinter welchem — abermals Parallelstruktur — eine weit höhere, etwas formenreichere und kleine Gletscher tragende Kette sichtbar wurde. Auf das Vorhandensein von Gletschern deutet auch der Name eines Quertals: Utsch-Musduk = 5 Gletscher. Hierauf wies bereits Sven Hedin hin. Dieses große, einen weiten Raum einnehmende Gebirge ist noch vollständige terra incognita. Unser Weg führte uns an seinem Saume in ein mäßig breites Längstal hinein, wo blättrige, grüne, phyllitische Schiefer mit grauen Sandsteinen bei regelmäßiger, ziemlich gedrängter Faltenbildung, wechsellagern, deren zum Teil abgetragene Gewölbe sich weithin verfolgen lassen. Diese Schichten überlagern, wie sich später an verschiedenen Punkten erwies, diskordant, vom linken Ufer schräge herüberstreichende Kalke. Auch in diesem jetzt wasserlosen Gebiet fanden sich überraschend ausgebildete Erosionstäler. In der Nähe des Aules Sum-Tasch, in dessen Umgebung sich die noch nicht bekannten Ruinen einer alten Stadt befinden, machen sich komplizierte Faltungserscheinungen in der gleichen Gesteinsserie geltend und die unten gesehenen Kalke treten beim Passe Kok-belös, welchen wir überschritten, oben zutage, wo sie eine Brachiopoden führende Bank enthalten und diskordant unter Tonschiefern liegen. Der Bau des Gebirges fesselt weiterhin, infolge großartiger Aufschlüsse der interessanten Lagerungsverhältnisse unausgesetzt die Aufmerksamkeit, doch kann in diesem summarischen Bericht nicht näher hierauf eingegangen werden. Herr Keidel wird dies und anderes in seiner genaueren geologischen Darstellung der durchreisten Gegenden nachholen. Als wir durch ein Quertal wieder in das Haupttal hinabstiegen, erreichten wir die Kirgisenniederlassung Utsch (ca 1950 m) und trafen somit wieder auf Sven Hedins Route von 1895.

In der wildzerschluchteten, großartigen Felsumrandung von Utsch (auf Hassensteins Karte irrtümlich am linken Ufer), wo von einer erstiegenen Höhe die drei Parallelketten des Sogdan-Tau gesehen wurden, konnte eine schöne, reiche Fauna des oberen Karbons eingeheimst werden, die sich in zwei verschiedenen, in leichter Diskordanz lagernden Horizonten findet. Diese Gesteinssuite kann noch weithin nach O verfolgt werden. Herr Keidel entdeckte hier zuerst Schwagerinen führende Schichten, die nun unseren Weg zum Chalyk-Tau beständig begleiteten. Die ungeheure Verbreitung dieser das oberste Karbon charakterisierenden Foraminiferen ist ein neues Faktum in der Stratigraphie Zentralasiens. Auf der Fortsetzung des Weges nach O unaufhörlich großartige Aufschlüsse des gleichen, NO—SW streichenden, gedrängten Faltenbaues, besonders schön in der Nähe des Auls Schinne. Bald darauf, nach der Schlucht Kara-turuk (diese ist in Hassensteins Karte östlich, statt westlich vom Passe eingezeichnet) schlägt der reißende Strom an einen kapartig vortretenden Gebirgssporn und nötigt zur Überschreitung des Felsenpasses Schinne-dawan, in dessen Umgebung durch schiefes Anschneiden der Falten interessante geologische Bilder sichtbar werden: Wiedererscheinen des Horizonts von Utsch, diskordant unter Schiefern und weiterhin alte, geschichtete, von schwarzen Kalken und rötlichen Tonschiefern überlagerte Konglomerate, eine Serie, welche den Weg über den nächsten Paß und weiterhin durch ein Tal hinaus in die Ebene be-

gleitet, wo in der Nähe des Auls Sary-turuk an ihrer Stelle harte, dunkle, kristallinische Kalke auftreten, die nun als mächtiger Horizont den Gebirgswall über Ak-kia bis zum kulturreichen Aul Safar-bai (ca 1850 m) bilden. Das den Fluß zur Linken begleitende, weit höhere, befirnte Gebirge blieb uns während dieser langen Wanderung durch das Kok-schaal-Tal, das öfters eine Breite bis zu 4 Werst annimmt, infolge des dichten Nebels leider fast stets unsichtbar. Das Flußbett wird zwar öfters durch kapartig vorspringende Enden der schräg zur Talachse angeordneten Erosionsrippen der Haupttalzüge auf 2—300 m zusammengeschnürt, allein die allgemeine Talbreite nimmt kaum ab.

Bei den Kirgisenniederlassungen Kara-bulung am rechten, Bulung-turuk am linken Ufer beschreibt der Fluß einen starken Bogen und führt von nun an den Namen Tauschkan-daria, wird auch kurzweg nur Daria genannt. Dort springen aus dem im Bogen weit nach SW geschwungenen Uferwall niedere Züge fossilienführender Kalke zum Strome vor. Nach Passierung des Aules Kosche-basche, wo die Lößebene des rechten Ufers reiche Bebauung zeigte, wird sie durch den herüberdrängenden Strom plötzlich zu einem schmalen Uferstreifen reduziert, und als auch dieser schwindet, führte unser Weg, da ein Übergang zum flachen, linken Ufer sich unausführbar erwies, über eine vortretende Felsklippe aus marmorartigem Kalk, schwierig zum Passe Denge-dawan empor. Beim Aufsteigen fand ich die Felsen bis zu annähernder Höhe von 20 m durch die Fluten ausgespült, ein Kennzeichen für viele, die ich gesehen, daß der Fluß entweder sein Bett vertieft hat, oder daß er wesentlich wasserreicher gewesen, oder daß beides der Fall war. Auf der Ostseite dieser Klippe sind die Felswände hoch hinauf, tausendfach durch äolische Corrasion von kleinen Höhlen durchsetzt worden, eine Erscheinung, die im Kok-schaal-Tal an den Windseiten der Felsen zwar häufig beobachtet werden kann, nirgends aber so schön als hier. In der Nähe des Aules Konganischuk-Jangöll springt aus der Haupttalkette abermals ein niederer Zug zum Flußbett vor, ja in dieses hinein; er ist teils durch Wasser-, teils durch Winderosion in einzelne kleine Felseninseln zerlegt, von denen zwei mitten im Flußbett aufragen. Dieser Klippenzug, den die Kirgisen Mai-tewe (tube) nennen, besteht aus grobem, dunklem Kalkkonglomerat, das mit Sandsteinen wechsellagert; die Kalkknollen schließen eine reiche, dem Oberkarbon angehörige Fauna ein, welche von uns gesammelt wurde. Nach dem flachen Einfallen der Schichten und der Anordnung der Falten zu schließen, dürfte sich dieser Horizont weit nach O und SO hin verfolgen lassen, wurde auch wirklich weiter im O wieder angetroffen.

Bei Basch-tschakma (ca 1700 m) und Tag-tumschuk entfaltet sich das Gebirge am rechten Ufer mächtig — auch hier konnten drei Parallelketten beobachtet werden — und bildet durch seine Höhe und Anordnung einen besonderen klimatischen Schutz für die Uferlandschaft, die nun endlich (Ende April) das erste Frühlingsgrün und den reizenden Farbenschmuck blühender Pfirsich- und Aprikosenbäume zeigte. Dort konnten an einem scharf heraustretenden Gebirgszug komplizierte Störungen, mehrfache Flexuren und Brüche, nach O und nach NO weithin verfolgbar, beobachtet werden in einem Schichtenkomplex von plattigen, fossilienleeren Kalken, lockeren Sandsteinen und rotbraunen, schieferigen Quarziten. Weiterhin beim Aul Kum-bulung treten jedoch diese Sandsteine allein auf, in mächtiger Entwicklung große Gewölbe bildend; ihre Zersetzungsprodukte haben die Gegend weithin in eine trostlose Sandwüste verwandelt, der nur mühsam etwas Kulturboden abgerungen werden kann. Erst der kräftig heraustretende dunkle Kalkzug des Ot-baschi-tag (Ut?) setzt bei einer Flußbiegung dem Vordringen des Sandes eine Grenze; unter seinem Schutze konnten Fleiß und Geschicklichkeit der von hier ab ausschließlich sartischen Bevölkerung die Gegend in ein unabsehbares, herrliches Gartenland verwandeln, das sich bis zur Stadt Utsch-Turfan (ca 1500 m) und darüber hinaus erstreckt. Diese dunklen Kalke begleiten



den Weg dorthin in gedrängten Falten mit öfters merkwürdigen Schichtenverbiegungen; auch in ihnen findet sich eine oberkarbonische Fauna, von welcher Herr Keidel schöne Exemplare sammelte. Der aus diesen Kalken aufgebaute Felszug, dessen Spitze die malerische Zitadelle trägt, welche die nach Vaubanschem System hübsch umwallte Stadt und weithin das gartengleiche Land beherrscht, besteht teilweise aus mächtigen Bänken, die ausschließlich aus Productus und Spirifer-Knollen von 2 bis zu 12 cm Durchmesser zusammengesetzt sind.

Zum Chalyk-Tau und zurück nach Utsch-Turfan.

Nach eingeholten Auskünften mußte ich meine Absicht, von Utsch-Turfan aus, schon jetzt in die Quertäler des Hochgebirges einzudringen, vertagen, da es zur Zeit in jenen Tälern wohl Schnee, aber noch kein Futter für die Pferde gab, auch die hilfreichen Kirgisen noch nicht hinauf gewandert waren. So beschloß ich denn zunächst weiter nach O, in den bis dahin noch von keinem Forschungsreisenden besuchten Chalyk-Tau zu ziehen, dessen direkt nach S sich öffnende Quertäler bessere Verhältnisse erwarten ließen. Die Reise führte zunächst über Ak-dschar, Shah-Schambe und Tjaggerak nach der Stadt Ak-su, auf welchem Wege endlich (erste Maiwoche) mit dem Einheimsen der ersten Frühlingsflora der Steppe begonnen werden konnte.

In Ak-su mußte zur Ergänzung des Pferdestandes und der Begleitmannschaft, sowie wegen Vereinbarungen mit den chinesischen Behörden mehrtägiger Aufenthalt genommen werden. Wir verließen die interessante Stadt am 7. Mai auf dem alten Karawanenweg nach Bai und querten zwischen Kara-julgun und Tugarakdan (nach der unrichtigen Darstellung der 40 Werstkarte läge es zwischen Dschurga und Jaka-Aryk) das westnordwestlich streichende Tertiärgebirge des Tschul-tau in schrägem Schnitte durch seinen schönen Gewölbebau. Buntgefärbte Bänke von Sandstein und Tonmergeln, öfters gipsführend, darüber Konglomeratdecken, setzen das Gebirge zusammen, dessen Bau bei weitem nicht so kompliziert und dessen Erscheinung daher auch weniger formenreich ist als die des nordwestlich hiervon ziehenden, schon besprochenen Topa-dawan-Gebirges (S. 36). Die Kammhöhe des zentralen Teiles ist allerdings höher als dort, aber in seinen östlichen Ketten, zwischen Dschurga und Jaka-Aryk und weiter nach O ist es bis zu unansehnlichen, dünenförmigen Bodenanschwellungen abgetragen und hat durch sein Material wesentliches Ansteigen der Hochebene gegen O veranlaßt, die bei Tschachtschi (ca 1450 m) ihren Höhepunkt erreicht und von hier gegen den Musart-daria wieder absinkt. Der Besuch der Stadt Bai war von zweifelhaftem Werte: Die dort bei den chinesischen Behörden mit großen Schwierigkeiten eingezogenen Auskünfte über Wege und Verhältnisse in Chalyk-Tau erwiesen sich meistens als unzutreffend. Es scheint, daß niemand dort mit dem schwer zugänglichen Gebirge vertraut ist. Die 40 Werstkarte läßt uns hier gänzlich im Stiche; sie weist zwischen Bai und dem Gebirge nur einen weißen Fleck auf und was sonst von Chalyk-Tau dargestellt ist, erwies sich zum größten Teile unrichtig. Da die während der Reise aufgenommenen Croquis noch nicht ausgearbeitet sind und ohne topographische Unterlage das Verständnis für unsere Marschrichtung nur bei sehr ausführlicher Erklärung gefördert werden könnte, muß ich genauere Beschreibung dieser Teilstrecke mir vorbehalten und will in diesem vorläufigen Bericht nur das Allerwesentlichste anführen. Unerläßlich ist es jedoch zu erwähnen, daß Richtung und Lauf der Flüsse in der 40 Werstkarte mit der Wirklichkeit nicht übereinstimmt. Der Kapsalyan-Fluß, der bedeutendste der Gebirgsströme, nimmt beim Austritt aus

seinem Engtal die Richtung nach SW und W, dem Südabfall des Gebirges entlang und der Fluß, welcher aus dem in der 40 Werstkarte fälschlich Kasnak-su genannten, in Wirklichkeit den Namen Terek tragenden Tale herauskommt, ergießt sich nicht in den Musart-daria, sondern in den Kapsalyan, der seinerseits erst in der Nähe von Tschachtschi jenen Strom erreicht. Endlich ist Bai viel weiter vom Gebirgsfuß entfernt, als es der 40 Werstkarte nach scheint.

Unser Weg ging von Bai ab, erst in nordwestlicher Richtung über Terte und Uskim durch die Wüste zu dem noch ziemlich entfernt vom Gebirgsrand gelegenen kleinen Kischlak Masar-Jakub, wo es sich herausstellte, daß unser nächstes Ziel, das Quertal Tilbitschek nicht direkt erreichbar sei, da sein Unterlauf eine für Lasttiere unzugängliche Schlucht bildet. Wir mußten nach W abschwenken, durchmaßen das in junge kristallinische Konglomerate eingeschnittene, wüste Tal Kali-Agatsch, überschritten einen kleinen Paß und gelangten durch ein nach SW hinaus ziehendes Tälchen auf eine Hochebene und zu dem, am Fuße der ersten Kette älterer Konglomerate, nahe an der Ausmündung des Kapsalyanflusses auf die Hochebene gelegenen Dörfchen Dscham-Kuluk (ca 1600 m). Der Weg aufwärts in diesem Tale hatte die Richtung O und NO; das Tal ist zwischen sehr schroffen, hohen, roten Konglomeratmauern, wovon später mehr, eingetieft und zerfällt in drei, durch torartig schmale, in den umschließenden Uferwällen eingeschnittene Öffnungen miteinander verbundene kleine Becken (alte Seeböden). So gelangten wir in das Gebiet von tertiären Tonmergeln, die mit den harten, violett-roten Konglomeraten zusammen steil aufgefaltet, aber schon arg zerstört, größtenteils nur noch am Fuße der 2—300 m hohen, konglomeratischen Steilmauern erhalten sind. Auf den Mergelterrassen — Fluß zur Seite in tiefer Klamm — wanderten wir weiter talauf zu der auf einer schwellenförmigen Erhebung des Tales gelegenen Niederlassung Musulyk (ca 1820 m), von dort zur Ausmündung des Terek in den Kapsalyan und nahe zur Geröllebene, wo dieser selber zwischen den prallen Mauern des hohen Kalkgebirges hervorbricht. Nun wurde sein Gebiet verlassen und die breite Wasserscheide zwischen diesem und dem des Tilbitschek-Flusses durch ein ca 10 Werst langes Defilee gequert, das, im Streichen der sehr verwitterten, bunten Mergelbänke liegend, wunderlich formenreiche und farbige Bilder ergibt, zumal die roten Konglomeratmauern mit kühn gegipfelter Kammlinie dahinter aufragen. Auf steilem Hange gelangten wir hinab in die breite Ebene des Tilbitschektals, dessen torförmiger Eingang zur Schlucht seines Unterlaufs bald hinter uns sichtbar wurde. Im mittleren Teile des Tilbitschektals sind die weichen Mergel nahezu gänzlich abgeräumt und die roten Konglomerate bilden in ihrem Streichen die Talumwallung; da sie steil nach SO einfallen, ist der orographisch rechte Wall steil geböscht, der linke jedoch kehrt dem Tale vollkommen senkrechte Abstürze zu, eine wie nach dem Senkel abgeschnittene, etwa 20 Werst lange, rote Mauer, gekrönt von bizarren Gipfeln und Grattürmen, ein Anblick, wie er sich selten irgendwo bieten dürfte.

Eine kleine Tarantschi-Niederlassung im Tale heißt Suchun (ca 1950 m). Von dort drangen wir tiefer in das Tal ein, zunächst in Richtung NO, dann N, wo die erhalten gebliebenen parallelen Falten der steil aufgerichteten, bunten Mergel, in sägeartig gezähnten Kämmen hintereinander ansteigend, zusammen mit den roten Konglomeratmauern sich zu höchst eigenartigen Bildern gruppieren. In diesem geologischen Horizont liegen drei beckenartige Weitungen, welche durch nur 10—12 m breite, torartige Maueröffnungen miteinander in Verbindung stehen. Durch das letzte Tor gelangt man in das Gebiet hellgrauer, feiner, sandiger Konglomerate, welche in wirkliche Sandsteine übergehen und Lettenkohlenschiefer mit Pflanzenabdrücken einschließen; höher oben treten hierzu noch dunkelbraune, arme Toneisensteine und graue, dichte Kalke. Weit hinten im Tale beschäftigte sich ein in einer Höhle lebender Tarantschi mit Eisenschmelzen. Das Haupttal verzweigt sich hier und führt nach NW in hohen, Alpenmatten tragenden Stufen zu einem Passe; der Hauptast jedoch

zieht nach N als enge, vom Wildwasser, zwischen prallen, aus dichten Kalken aufgebauten Mauern, durchtoste Schlucht. Dem Versuch Herrn Keidels, tiefer in die Schlucht einzudringen und so aus der Kalkzone in die kristallinische zu gelangen, stellten sich schon bald unüberwindliche Hindernisse entgegen.

Der zweite Vorstoß ins Gebirge führte uns durch einen weiter im W in den roten Konglomeratmauern gelegenen, engen, torartigen und schwierig passierbaren Durchbruch in das Tal Kepek-tschai, wo man weit früher in das Gebiet der erwähnten hellgrauen, sandigen Konglomerate, Sandsteine, Lettenkohlenschiefer, Kalke und Tonsteine gelangt, als im Tilbitschektal, weil dieser Horizont etwa von NO—SW streicht. Im Hintergrund des Tales kann man in großartigen Aufschlüssen die kompliziertesten Formen des Schichtenbaues: Überschiebungen, Durchbiegungen usw. beobachten, die von chaotischen Zerstörungen der Gesteinsserien begleitet sind. Diese Störungen dürften sich vielleicht, nach genauerer Prüfung der beobachteten Verhältnisse, als im Zusammenhang stehend mit dem schon früher erwähnten, im südlichen Musarttal beobachteten Störungen (S. 33f.) erweisen, da die kristallinischen Gesteine von dort herüberstreichen und etwas tiefer im Gebirge in Kontakt mit den Sedimenten treten. Die tertiären Schichten: rote Konglomerate und bunte Mergel sind, weil viel jünger, von dieser Bewegung unberührt geblieben.

Wir erstiegen den ins Tilbitschektal führenden Busai-tasch-Paß (ca 2800 m) und von dort aus die etwa 250—300 m höher, zwischen den zwei genannten und dem Kapsalyantal sich breitenden ausgedehnten Alpenplateaus, die einen schönen Überblick auf die schneeigen Hochketten des zentralen Chalyk-Tau gewähren. Die höchsten Gipfel liegen im N und W, gegen S und O findet allmähliches Abdachen statt. Nach Musulyk zurückgekehrt, versuchte Herr Keidel in das Kapsalyantal einzudringen, was jedoch wegen der schluchtartigen, von Wasser ausgefüllten Enge des Tales auch schon bald scheiterte. Nur im Winter, wenn der Fluß niedrig geht oder in Banden des Frostes liegt, dringen die Tarantschi in das Tal und führen Fichtenholz heraus. Nun entschloß sich Herr Keidel, um einen Einblick in den Bau des Gebirges zu gewinnen, zur Ersteigung eines zwischen Terek- und Kapsalyantal gelegenen, ca 3600 m hohen Gipfels, indes ich in das Terektal eindrang, das zwar gleichfalls den Charakter einer vielfach gewundenen Schlucht hat, aber sich doch als gangbar erwies. Es glückte mir von einem Biwak (ca 2450 m) im mittleren Teile der Schlucht aus, bis zu ihrem Schlusse zu gelangen (ca 2950 m), wo diese sich in zwei, an dem Hauptkamm auslaufenden Spalten verzweigt. Ich konnte also die ganze Serie der am Außenrand liegenden Sedimente, der kristallinischen Zone und der den Talschluß bildenden Kalke und Schiefer queren und eine vollständige Suite der Gesteine herausbringen. Ganz wie in allen anderen Quertälern des zentralen Tian-Schan, bilden also auch im Chalyk-Tau, den höchsten und zentralsten Teil des Gebirges nicht kristalline Gesteine, sondern Kalke und Schiefer, welche hier mit geringen Abweichungen nach S und N im ganzen O—W streichen. Diese Verhältnisse ließen sich indes, nach den schon am Musartpaß gemachten Beobachtungen, nicht anders erwarten. In den kristallinen Gesteinen des Terektals konnten bedeutende Störungen, Überschiebungen, starke Pressungserscheinungen usw. festgestellt werden. Schon weit hinten im Tale, besonders aber am Eingang der Terekschlucht, bei der kleinen Niederlassung Bom-Chotau, stehen Schwagerinen führende Kalke an, welche mit pflanzenführenden Schiefern wechsellagern; wenig weiter talaus folgt auf rote Sandsteine eine Porphyrzone zwischen ersteren und den mehrfach erwähnten grauen Sandsteinen.

Überraschend war es für mich, in diesem südlichen und nach S sich öffnenden Tale die Elemente eines engen Quertals der nördlichen Kalkalpen Tirols zu finden: Terrassen mit üppigen Alpenmatten, an felsigen Steilhängen Tannenwälder, welche bis in die Enge der

Schlucht herabziehen und auf Talstufen dichte Bestände bilden, einen sehr wasserreichen Hauptbach, genährt von vielen, aus echt alpinen Seitentälern kommenden Zuflüssen, prächtige, ungemein schneereiche, wilde Felsberge. Da das Tal an seinem Schlusse in zwei engen Spalten ausläuft, konnten sich dort keine Gletscher bilden; hingegen finden sich kleinere Gletscher in den karförmig geweiteten Talschlüssen der Seitentäler. An den Mündungen einiger dieser Täler sind, wiewohl vieles von dem Hochwasser des Stromes weggespült wurde, noch immer ansehnliche Mengen Moränenschutts aufgestaut, als Zeichen ehemaliger, bedeutender Vergletscherung. Die ganze Länge des Terektals beträgt etwa 50 Werst; kurz vor seinem Schlusse gabelt es in zwei Äste: der eine nach NW ziehende, heißt Jakonasch, der andere nach N ziehende, hauptsächliche, heißt Dschan-Kasnak. Aus diesem Namen ist wohl die in die 40 Werstkarte für das ganze Tal eingetragene irrtümliche Benennung Kasnak-su hergeleitet. Ich wiederhole, daß die Bewohner der Gegend das ganze Tal nur mit dem Namen Terek bezeichnen.

Der Rückweg vom Chalyk-Tau wurde nahe dem Gebirgsfuß entlang genommen; zunächst im Unterlauf des Terektals aufwärts, dann die das Tal scheinbar abschließende Hochterrasse Jar-Dschilga übersteigend, hinab in die weite Hochebene von Karabag, welche zwischen dem Laufe des Musart-daria und dem Gebirgsfuß sich dehnt. Die in diesem Teile des Chalyk-Tau eingeschnittenen Quertäler sind in keiner Karte eingetragen, geschweige denn benannt; sie heißen in der Reihenfolge von O—W: Jagustal, Kysyltal, Tutukterö, Tscholok-su, Alagir, Tjukur-möt. Alle fand ich, ungeachtet ihrer südlichen Exposition, sehr schneereich und in einigen liegen sogar ansehnliche Gletscher. Durch einen aus dem Musarttal abzweigenden, NW—SO herüberstreichenden Gebirgszug werden sie schräge abgeschnitten, weshalb die östlichsten kurz sind und im allgemeinen die Länge der anderen zunimmt, je weiter sie im W gelegen sind. Das bedeutendste unter ihnen ist das Tal Tutuk-terö, aus welchem ein großer Bergstrom herauskommt. Die meisten dieser Täler bergen Fichtenwälder, in welchen die Bewohner der weit zerstreuten Kischlaks der Hochebene Holzkohlen brennen. Unser Weg führte über die Kischlaks: Kisch-talga, Karabag, Kok-kia, Klein Karabag, Kyssalik und Tschapta-channe stets dem Rande des Gebirges entlang, das in etwa 1200 m hohen Mauern gegen die Hochebene abfällt; dem Fuße entlang zieht jedoch noch ein Gürtel mehr oder weniger zerstörter und abgetragener Tertiärablagerungen. Nach Überschreitung des Musart-daria bei Tschapta-channe, wo der Fluß ganz an den Gebirgswall hindrängt, führt der Weg unausgesetzt über alten, begrünten Moränenboden, über eine Anzahl N—S verlaufender, durch kleine Quertälchen getrennter Moränenrücken, auf welchen gewaltige Transportblöcke lagern (siehe S. 35). Von dieser ungeheuren Anhäufung Moränenschutts ging es steil hinab gegen das erste chinesische Pikett Koneschar, am Eingang des südlichen Musarttals, wo wir am 23. Mai eintrafen. Auf die Versicherung hin, daß ich, gemäß den von den chinesischen Behörden in Ak-su den sartischen Begs zugegangenen Befehlen, auf allen Stationen Futter für die Pferde und Lebensmittel bereitgestellt finden würde, entschloß ich mich zu nochmaligem Besuch des südlichen Musarttals. Hauptzweck war, vom letzten Pikett, Tamga-tasch, aus in das von dort nach NO ziehende, undurchforschte Karakoltal einzudringen und den sehr bedeutenden Gletscher dieses Tales, vielleicht einen der größten im Tian-Schan, sowie seine Umrandung kennen zu lernen, die aus völlig in Eis gehüllten Ketten von riesiger Höhe besteht, deren Zusammenschluß mit den großen Hauptzügen noch völlig im unklaren liegt. Auch der stark vergletscherte Hintergrund des Tales Turpal-tsche sollte untersucht werden. Leider ließen sich diese Pläne nicht ausführen, da die Begs, ungeachtet der ihnen aus Ak-su zugegangenen Befehle, mich im Stiche ließen.

Ich machte von Tamga-tasch aus zunächst eine Rekognoszierungstour zum großen



Karakol-Gletscher, wobei festgestellt wurde, daß dieser ganz ähnlich wie der Inyltschek-Gletscher, mit einem mächtigen Gebirge aus Moränenschutt überlagert ist, dessen Überschreitung auch nur auf die Länge von 4 Werst sich schon als sehr zeitraubend und überaus mühsam erwies. Soviel sich von einem hochgelegenen Punkte der Umrandung übersehen ließ, lagert dieses Schuttgebirge noch weiterhin auf einer Strecke von etwa 10 Werst auf dem Gletscher, ehe freies Eis erreicht werden kann, das sicherlich die dreifache Länge des schuttbedeckten Teiles hat. Am Ende der Gletscherzunge liegt ein kleiner Moränensee. Die Begehung des Gletschers und die Untersuchung seiner Umrandung hätte zum mindesten eine Woche erfordert. Als ich von diesem Ausflug in das Picket zurückgekehrt war, stellte es sich heraus, daß man nur ein ganz unbedeutendes Quantum Futter gebracht hatte und weiteres nicht in Aussicht stand. Ich mußte somit rasch den Rückzug aus dem unwirtlichen Tale antreten und zu meinem Leidwesen von der Untersuchung dieser unerforschtesten Gebiete des zentralsten Tian-Schan abstehen. Wenn dieser Ausflug auch eine Woche Zeit gekostet hatte, so war sie doch insofern nicht verloren, als die schon in kurzem geschilderten geologischen, glazialgeologischen und orographischen Verhältnisse des südlichen Musart-Tals (siehe S. 33 f.) genauer untersucht werden konnten, als dies bei der flüchtigen Durchwanderung im Vorjahr möglich gewesen war. Ungemein heftige Winde, Sandstürme und Nebel beeinträchtigten die Arbeit allerdings nicht wenig.

Auf dem schon früher bezeichneten Wege kehrten wir nach Ak-su zurück, wo nun auch der Kosak Tschernow, einer von Sven Hedins Begleitern, sich der Expedition anschloß, und nach unglaublichen Schwierigkeiten und Zwischenfällen endlich auch die zur Weiterarbeit im Hochgebirge ganz unerläßlichen, seit Monaten erwarteten Ausrüstungsgegenstände eingetroffen waren. Als Ausgangspunkt für die Untersuchung der südlichen Hochtäler ist Utsch-Turfan, weil näher am Gebirge, günstiger gelegen; wir kehrten deshalb dorthin zurück. Auf dem Wege dahin konnte in der nun erst in voller Blüte stehenden Steppen- und Wüstenflora reiche Ausbeute gemacht werden. Von dem chinesischen Ambal in Utsch-Turfan, einem aufgeklärten und gefälligen Manne, sowie dem dortigen sartischen Aksakal des Kais. Russ. Konsulats in Kaschgar in sachdienlicher Weise unterstützt, vermochte ich meine Untersuchungen in den bisher noch gänzlich unerforscht gewesenen Quertälern des südlichen zentralen Tian-Schan befriedigend durchzuführen. Die Athmosphäre war inzwischen durchsichtiger geworden, und wir hatten von Utsch-Turfan aus prächtige Aussicht auf das südliche Hochgebirge. Der Schneereichtum und besonders die Vergletscherung dieser südlichen Ketten übertraf bei weitem meine Vorstellungen. Der Hintergrund des Kaitsche-Tals mit dem im N davon aufragenden, von Kaulbars mit dem Namen »Petrowspitze« (nicht Peterspitze) belegten, wunderbar kühn gebauten Riesengipfel, die prächtige Bos-Tagh-Gruppe, vor allem aber die gänzlich vergletscherte, gewaltige Sabawtschö-Kette bildeten geradezu Überraschungen, in Anbetracht der nach S, zum Teil nach W gekehrten Hänge.

Die südl. Quertäler des zentralen Tian-Schan und der bisher angenommene sowie der wirkliche Durchbruch der nördl. Gewässer.

Wir verließen Utsch-Turfan am 11. Juni, überschritten den inzwischen sehr wasserreich gewordenen Tauschkan-daria ohne Schwierigkeit und näherten uns, auf dem tief zerschluchteten, gewaltigen Aufschüttungsboden der Wüste allmählich ansteigend, dem Gebirgsfuß.

Was die bisherige Wanderung entlang dem Südfuß des Tian-Schan schon gelehrt hatte, stellte sich hier erst recht in überzeugender Weise dar: Von dem sog. »mauerartigen« Abfall des Tian-Schan gegen das Tarim-Becken, von dem so viel geschrieben wurde, den man auch den meisten Kartendarstellungen zufolge erwarten müßte, ist mit Ausnahme weniger Stellen, nichts zu merken gewesen. Die schleierige Umhüllung des Gebirges, das scharfe Licht der Steppe, täuschte den in größerer Entfernung vom Gebirgsfuß dahin ziehenden Reisenden einen solchen Eindruck vor. Der Tian-Schan dacht jedoch allmählich gegen die Hochebene an seinem Südfuß ab, je nach Besonderheit des Baues der einzelnen Teile und der dementsprechend von der Erosion eingeschlagenen Richtung, in nach und nach absinkenden Zügen von Querketten, deren kapförmige Enden weit in die Wüste vorspringen, oder auch in stufenförmig sich erniedrigenden Längsketten. Bedenkt man überdies, wie viel von den äußersten Randketten in den ungeheuren Aufschüttungsmassen der Hochebene begraben liegt — es war von solchen Fällen öfters in diesem Bericht die Rede — so muß die bisherige Vorstellung von dem mauerförmigen Abfall aufgegeben werden. Manchmal treten Kalke als Vorsprünge des Gebirges auf, öfters bilden Konglomerate und tertiäre Tonmergel die äußersten Falten.

Unsere erste Station war die etwa 25 Werst südlich vom Ausgang des Kaitsche-Tals entfernte, am Flüßchen Ui-bulak gelegene Oase Kukurtuk (ca 1620 m). Mit Hilfe der dortigen Kirgisen drangen wir in das Dschanart-Tal ein, um zu prüfen, welche Bewandnis es mit dem angeblichen Dschanart-Durchbruch habe, und inwiefern die bisherigen Darstellungen der Karten hierüber sich bestätigen würden. Auf der Hochebene, bei der Annäherung zum Dschanart-Fluß fand ich zwar ein ca 40 m tief in die Gerölldecke eingerissenes, breites, jedenfalls auch für bedeutende Hochwassermengen genügendes Flußbett, aber kein solches, wie es einem gewaltigen Strome entsprechen müßte. Die Wassermenge darin konnte man höchstens ansehnlich nennen, und das Wasser war vollkommen klar. Schon diese Umstände erweckten in mir Zweifel an der Nähe des sog. Dschanart-Durchbruchs. Beim Eintritt in das Gebirgstal (ca 2250 m), wo die unvermeidlichen Schwagerinenkalke, allerdings stark verpreßt, sich wieder zeigten, war ich überrascht, ein flachmuldenförmiges Flußprofil zu finden und einen zwar ziemlich kräftigen Bergfluß, aber keinen mächtigen Strom, wie ihn die vereinigten Schmelzwasser der größten Gletscher der Nordseite: Sary-dschaß, Inyltschek, Kaïndü usw. bilden müßten. Die Hochflutmarken an den Felswänden zeigten einen Pegelstand von 3—4 m über das damalige Flußniveau. Mit diesen Feststellungen war meine Überzeugung, daß durch das Dschanart-Tal kein Tropfen Wasser fließe, das aus den nördlichen Gletschern stammt, schon besiegelt. Indes wollte ich die Beweise hierfür zur Erschöpfung beibringen und beschloß, das ca 45 Werst lange Tal bis zu seinem Schlusse zu durchwandern, was infolge von Schwierigkeiten nur durch dreimaliges Vorschieben des Lagers ermöglicht wurde.

Im ersten Drittel des Tales bilden helle, dichte Kalke die Umrandung und der Charakter der südlichen Steppe tritt inmitten einer großartigen Felsumwallung auf. Im zweiten Drittel, wo das Tal nordisch alpinen Charakter annimmt, mit guten Weideplätzen und schönen Tannenbeständen, ist es zunächst von kristallinischen Schiefern und granitischen Gesteinen umrandet, denen eine zweite Serie heller Kalke, wechsellagernd mit dunklen Kalkschiefern folgt und diesen eine mächtige Serie dunkler Schiefer und heller Marmore. Eine schmale Zone von grünen Grauwackenschiefern und Phylliten scheint das Ausstreichende des im oberen Kok-schaal-Tal (siehe S. 41) beobachteten, gleichen, sehr mächtigen Horizonts zu sein; hierauf folgen, bis fast zum Talschluß reichend, nochmals die Kalkschiefer und Marmore. Das letzte Drittel zeigt schluchtartige Form, ganz hinten jedoch eine wannenförmige Weitung, wo die Gletscher sich breiten. In der höchsten Region, in der Umwallung des Passes,



begegnen wir einer Zone Granit, die, wenigstens auf dem Südhang, nur geringe Breite hat. Der ganze Schichtenkomplex ist sehr steil gestellt, das mittlere Streichen ist O 10° N. In den wechsellagernden Kalken und Kalkschiefern fand Herr Keidel eine karbonische Fauna, die zwei verschiedenen Horizonten anzugehören scheint.

Der Gletscher im Hauptttal besitzt keine große Ausdehnung; in den Seitentälern, besonders in den westlichen, ist die Vergletscherung etwas bedeutender, aber stark im Rückgang begriffen. Um so auffälliger sind die sehr großen Mengen alten Moränenschutts, welche schon beim Talausgang sehr hoch an die Talwände hinaufragen. Im mittleren Tale, wo der steile Bau der Felswälle ihre Erhaltung nicht erlaubte, hat der Fluß sein Bett stark eingetieft, und wir sehen dort unter fluvioglazialem Schotter Teile der alten Grundmoräne. Hinten ist das Tal auf langer Strecke von gewaltigen Moränenmassen derart verstopft, daß man, um zum Talschluß zu gelangen, fortgesetzt Riesenwälle von Blöcken und Trümmern überschreiten muß; in diesen macht sich nur äußerst selten kristallinisches Material bemerklich. Am vergletscherten Passe (ca 4400 m) standen wir inmitten einer großartigen Umrahmung von überaus schroff geformten, stark vereisten Felsgipfeln, deren Scheitel die Höhe von 5000 m wesentlich übersteigen dürften. Der Blick auf die Nordseite fiel zunächst in ein weites, hoch umwalltes Firnbecken, das durch ein gewundenes, spaltenförmiges Engtal jedenfalls zum Ischtyk-su drainiert wird. Eine nicht sehr formenreiche Eiskette sperrt im NW jeden weiteren Ausblick; der Lage nach kann es nur der Ischigart-tau sein. Nahe Hochgipfel verwehrten den Blick auf den zentralen Tian-Schan. Im W wäre wohl die Möglichkeit geboten gewesen, durch eine Lücke des dortigen Eiswalls Einblick in die Gletscher des Kaitsche-Tals zu gewinnen, was mich schon wegen Feststellung der Lage des von vielen Punkten aus gesehenen, gewaltigen Gipfels, der Petrow-Spitze, interessiert hätte; allein die Zeit fehlte hierzu.

Es war nun festgestellt, daß das Dschanart-Tal kein Durchbruchstal sei, und daß durch diesen Kanal kein Wasser der Nordseite dem S zufließen kann. Hiermit war jedoch das Problem nur zur Hälfte gelöst und die Frage, welchen Weg diese Gewässer auf ihrem Südlauf nehmen, blieb offen. Um mich zu überzeugen, ob nicht etwa das große Nebental des Dschanart, das, in seinem Gebirgslauf parallel mit ihm ziehend, sich erst in der Ebene mit ihm vereint, das Munkös-Tal, der Kanal sei, durch welchen die nördlichen Gewässer herausströmen, besuchte ich auch dieses Tal. Ich fand dort zwar ein sehr weites und sehr tiefes, in die mächtige Schotterdecke eingetieftes Flußbett, aber ganz wenig Wasser darin und zudem konnte ich schon, nachdem ich 8 Werst im Tale vorgedrungen war, mit Sicherheit feststellen, daß im Talschluß kein Durchbruch sein könne. Die Kirgisen hatten indes gute Kenntnis davon, daß die Gewässer der Nordseite des Gebirges dem S zufließen; übereinstimmend bezeichneten sie den Kum-Aryk als denjenigen Kanal, durch welchen sie dem Tauschkan-daria zugeführt werden. Hiervon mich zu überzeugen, war meine nächste Aufgabe; der Weg zum Kum-Aryk sollte möglichst nahe am Gebirgsrand genommen und dabei beobachtet werden, ob nicht noch ein anderer, bedeutender Strom aus dem Gebirge herausfließe.

In allen vorhandenen Karten sind die Quertäler, welche zwischen Bedel und Kum-Aryk den Südabhang des Gebirges durchschneiden, sehr unvollständig eingetragen, am vollständigsten noch in der der Krassnowschen Reisebeschreibung beigegebenen Karte Ignatiews (Sapiski K. R. G. G. Tom XIX, 1888), aber auch dort fehlt eine Anzahl. Ich möchte deshalb ihre Namen in der Reihenfolge von W—O hier anführen: Bedel, Kok-rum, Tanke-sai, Myndagyl-bulak Kukurtuk, Aire, Kaitsche, Taltan-su, Dschanart, Munkös, Sindan, Kosch-karata, Ui-bulak, Ullu-dschailak, Ulak-teke, Kum-Aryk. Von allen diesen Flüssen sind Bedel, Kokrum und Dschanart die wasserreichsten. Das Wasser der meisten anderen versickert in

den Aufschüttungsböden ihrer Betten und kommt erst weit südlich hiervon an verschiedenen Orten wieder zutage. Vom Dschanart nach O ist der Sindan, der sich übrigens in der Ebene in den Dschanart ergießt, noch der einzige, welcher beständig erhebliche Wassermengen führt; sein Bett ist in ungemein mächtige Diluvialbänke eingeschnitten. Die anderen Flußbetten führen nur zur Zeit der Schneeschmelze, dann aber sehr bedeutende Wassermengen dem Tauschkan-daria zu.

Der Weg nach O führte die Expedition eine Strecke weit durch das Tertiärgebirge, das im N von Utsch-Turfan SW—NO streicht. Es besteht aus Konglomeraten, die in weiten, flachen Antiklinalen angeordnet sind. Überraschend ist sein Reichtum an Wasser, das in dieser heißen, schneelosen Gegend nicht geboren sein kann, sondern unterirdisch aus dem Hochgebirge herabfließt und hier zutage tritt. Von den Quellen sind einige stark salzig. Inmitten der Geröllwüste liegt am Fuße dieser Kette die bedeutende Oase Kutschi, eine Tarantschi-Niederlassung (ca 1600 m). Es erwies sich ungemein schwer, dort verlässige Auskünfte über den Weg zum Kum-Aryk zu erhalten. Mißtrauen und Furcht beseelt diese Leute. Nur so viel konnte festgestellt werden, daß der Weiterweg in östlicher Richtung unmöglich sei, weil der Kum-Aryk dort einen einzigen, unüberschreitbaren Arm bildet. Man müsse nach SO zur Oase Oi-Tattir; dort sei der Fluß geteilt und könne in den Morgenstunden überschritten werden. Wir wanderten dahin durch eine trostlose Wüste, nur verschönt durch die im NO aufragende, prächtige Sabawtschö-Kette, die als blendend weißer Wall sich weit gegen O dehnt. Man überschreitet auf diesem Wege eine weite Strecke Landes, übersät mit zerfallenden, verlassenen Gehöften. Vor nicht langer Zeit noch konnte Wasser aus dem Kum-Aryk hierher geleitet werden, und die Gegend war blühend. Es scheint, daß der Fluß sein Bett inzwischen vertieft hat; die Kanäle können kein Wasser mehr aus ihm erhalten, und das Land wurde wieder zur Wüste. Oi-Tattir (ca 1480 m) ist eine sehr fruchtbare Oase, die für ihre Kulturen dem Kum-Aryk mehr Wasser entzieht als sie bedarf, weshalb der Boden versumpft. 3 Werst im O von dieser Oase überschritten wir den Strom; er verzweigt sein Wasser auf eine Breite von 4 Werst in 14 bedeutende und etliche kleine Arme mit einer Gesamtbreite von 170 m und einer Maximaltiefe von 120 cm zur Zeit des täglichen Tiefwasserstandes. In den Nachmittagsstunden, gegen Abend vermehrt sich das Wasserquantum um mehr als das doppelte und der Fluß ist dann unüberschreitbar. Schon Sven Hedin, der den Fluß 1895 bei Ak-su, wo er Aksu-daria genannt wird, überschritt, wies darauf hin, daß er fast nochmals so wasserreich sei (8. Juni 306 cbm pro Sek. Tageszeit?), als der Tauschkan-daria. Der Name Kum-Aryk findet sich in der 40 Werstkarte nicht, ist aber der bei den Bewohnern seiner Ufer allgemein und ausschließlich gebräuchliche; er ist auch sehr zutreffend: Kum-Aryk bedeutet Kanal der Wüste. Beim Austritt aus der seinen Gebirgslauf bildenden Schlucht in die Hochebene, fließt er in einer etwa 150—200 m senkrecht in die Gerölldecke eingeschnittenen Furche dahin, so daß das Uferland wasserlos bleibt, eine vollkommene Wüste, die sich, nur unterbrochen von einigen Oasen, bis Ak-su hinausdehnt. Zwischen den einzelnen Armen breiten sich, wo wir den Fluß überschritten, Wüstenstrecken mit Flugsand und Dünen. Dort indessen, wo wir nach der Überschreitung am Ostufer aufwärts wanderten, zieht sich ein an den Rand eines großen Kanals gebundener, schmaler Gürtel fruchtreicher Oasen viele Werst entlang, am Fuße einer hohen, bankartigen Stufe dahin, mit welcher das zum Gebirge hin stark aufgewölbte Schotterplateau zur Flußebene steil abfällt. Diese 15—18 Werst lange Reihe unter Obstbäumen verborgener Gehöfte, zerfällt in vier Aule: Tschaudar, Tokai, Togak und Schaichle; sie empfangen auch etwas Wasser aus zwei etwas weiter östlich, vom Gebirge herabkommenden Flüssen: Tschorlok und Tamlok. Die letztgenannte Oase, Schaichle, bildete unseren Stützpunkt für die nun folgenden Vorstöße.

Schon beim ersten Anblick des Kum-Aryk, eines besonders in den Nachmittagsstunden wahrhaft imponierende Wassermassen dahinwälzenden Stromes, wurde mir klar, daß solche Flut nur zum geringen Teile den Firnen der Südseite ihre Entstehung verdanken könne, und daß dies der Kanal sein müsse, der von den Wassern der großen Gletscher der Nordseite gespeist wird.

Wir wanderten von Schaichle unter dem Abfall der Hochterrasse zunächt nach W und erreichten das Ufer des dort einen einzigen, 120 m breiten Arm bildenden Stromes, wandten uns aber bald wieder vom Flusse ab nach N, durch eine in die gewaltige Schotterdecke tief eingerissene Schlucht und gelangten so, allmählich ansteigend, auf den wüsten Geröllboden der Hochebene. Dort zogen wir hoch am Uferrand des nun aus nördlicher Richtung strömenden Flusses aufwärts, etwa 200 m über seinem Niveau. Nach einiger Zeit wird die Hochterrasse durch viele, senkrecht umrandete, meistens 100 m und darüber tiefe Schluchten labyrinthisch zerschnitten. Wir stiegen in das Flußbett ab und setzten an des Wassers Rande den Weg fort, bis die Fluten, hart an die Schluchtwand anschlagend, uns wieder auf das Plateau drängten. In beständigem auf und ab, die Schluchten querend, erzwangen wir noch ein Stück Weges, bis endlich, nachdem wir etwa 25 Werst seinem Laufe gefolgt waren, angesichts des Ausbruchs des Kum-Aryk aus seiner Engschlucht, jeder Weiterweg gesperrt war. Was mir von den Bewohnern Schaichles vorher gesagt, von mir indes ungläubig aufgenommen worden war, bestätigte sich: Es ist nicht möglich in die Schlucht einzudringen. Zwischen senkrechten Mauern bricht der Strom aus der Enge des Gebirges heraus und läßt in dieser Schlucht, soweit man hineinsehen kann, keinen Fuß breit Landes wasserfrei, wenigstens nicht während der Hochwasserperiode, die von Ende April bis Anfang Oktober dauern soll. Im Winter, sagen die Bewohner von Schaichle könne man wohl in die Schlucht eindringen; allein es gehe niemand hinein, da dort nichts zu finden sei, als Steine und Wasser. Es kann demnach nur einer entsprechend ausgerüsteten und organisierten, mit Lebensmitteln, Brennmaterial und dem für die Transporttiere nötigen Futter für längere Zeit versehenen Expedition im Spätherbst oder Winter gelingen, die Schlucht zu durchmessen und ihren Verlauf, sowie den ihrer Zuflüsse bis zur Einmündung des Utsch-kul in den Sary-dschaß festzulegen. Das Bild, das die 40 Werstkarte von diesem ganzen hydrographischen System gibt, ist ungemein lücken- und mangelhaft. Der größte Fehler liegt darin, daß zwischen Sary-dschaß und Inyltschek überhaupt jede Verbindung des Flußsystems fehlt. Außerhalb des Ausbruchs des Kum-Aryk sieht man in den senkrecht angeschnittenen Ufermauern Anhäufungen ungemein großer, gerundeter Transportblöcke ohne Bindemittel 100 m übereinander aufgetürmt. Um solche Wirkung zu erzielen, muß die durchströmende Wassermenge ehemals um sehr vieles bedeutender gewesen sein, was in der Postglazialzeit sicher der Fall war und während der Entleerung der hinter der Schlucht aufgestauten Seen angedauert hat, als diese durch rückschreitende Erosion angeschnitten wurden.

Der Abfluß des Sabawtschö-Gletschers mündet unmittelbar außerhalb des Ausbruchs des Kum-Aryk von O her in diesen ein, als stürmisch wilder, sehr bedeutender Gebirgsbach. Nicht weit aufwärts in der Kum-Aryk-Schlucht sieht man aus ihrer rechten Uferkette die gewaltigen Schneegipfel der Bos-tagh-Gruppe aufragen, und hinter ihr gewahrt man eine noch höhere, jedoch stark felsige Kette. Ich vermute, daß zwischen beiden Ketten das Koikaf-Tal einschneidet. Wie ich später von anderen Standpunkten aus beobachten konnte, zweigt aus der Schlucht des Kum-Aryk schon bald hinter ihrer Mündung ein breites Seitental nach NW ab, welches da, wo man es im W der Bos-tagh-Gruppe gegen den dort stark absinkenden Hauptkamm hin verfolgen kann, an diesem als weite Gletschermulde unter flach-zeltförmigen Firngipfeln seine Entstehung nimmt. Daß dieses Seitental — die Kirgisen nennen es

Kara-gat — von der Hochebene am Südfuß des Gebirges aus unschwer durch Übersteigen der ersten, parallelen Längsketten zugänglich ist, und somit die erwähnte Depression im Hauptkamm erreicht werden könnte, scheint mir zweifellos. Vielleicht läge hier der Schlüssel zur vollständigen Enträtselung des Durchbruchs. Mir stand, bei dem Umfang der noch auf der Nordseite zu bewältigenden Aufgaben, keine Zeit mehr hierfür zu Gebote. Von dem Längstal, wo im O der Bos-tagh-Gruppe, nach der 40 Werstkarte, der Ak-su oder Kum-Aryk seinen Ursprung nehmen müßte, werde ich später einiges sagen.

Nachdem die photographische Aufnahme der interessanten Örtlichkeit beendet war, traten wir den Rückweg nach Schaichle an.

Wiewohl es nun höchste Zeit war, auf die Nordseite des Gebirges überzugehen, um die im Vorjahr unvollendet gebliebenen Forschungen zum Abschluß zu bringen, wollte ich diese Gegend nicht verlassen, ohne Einblick in das noch völlig unbekannte Gletschergebiet der Sabawtschö-Kette zu gewinnen.

Der Sabawtschö-Gletscher.

Wenn man von Schaichle nach N blickt, sieht man das Gebirge in mehreren, parallelen Längsketten zur Hochebene abdachen, welche überschritten werden müssen, um in das Sabawtschö-Tal zu gelangen. Rechnet man die das Sabawtschö-Tal im N begrenzende Kette hinzu, so stellen diese vier Ketten vier parallele, O 30° N streichende Falten dar. Die äußerste ist ein in kleine Kuppen zerlegter Zug und besteht aus bunten Mergeln, welche konkordant über stark zersetzten, nicht mehr erkennbaren, dunklen Schiefern lagern, allem Anschein nach den gleichen, welche weiter nach N zu, die beiden folgenden Ketten bilden. Es sind dies blaugrüne, rotviolett verwitternde, tonig-sandige Schiefer, über deren Stellung bis zu genauerer Untersuchung der Proben nichts weiter gesagt werden kann. Aus dem gleichen Material ist auch die dritte Kette aufgebaut; doch sind hier schon graue Kalke eingeschlossen und Platten von sandig-toniger, Grauwacken ähnelnder Beschaffenheit, welche in der vierten Kette bereits als mächtige Bänke auftreten und mit den blaugrünen Schiefern wechsellagern. In diesen Kalken findet sich an einzelnen Stellen eine Anhäufung von Organismenresten, welche auf Brockwasserbildung hindeutet. Herrn Keidel glückte es, darin eine gut erhaltene Fauna des obersten Karbons zu entdecken.

Unser Weg führte quer zum Streichen über die drei ersten Ketten und die sie trennenden Längstäler — das dritte und bedeutendste heißt Terek — zu einem ca 3200 m hohen Passe, Kara-burö, in der dritten Kette, welche die Hirten hier Mansur-tagh nennen.

Blickt man von dort hinab, so sieht man unter sich das in seinem Unterlauf etwa 1½ Werst breite Sabawtschö-Tal. Zu beiden Seiten lagern an seinen hohen, schroffen Talwänden in stumpfen, begrünten Rücken, Kuppen und Plateaus, große Mengen roter und weißer, sandiger Konglomerate und wirkliche Sandsteine tertiären Alters, welche, überall mit dichter Grasnarbe überzogen, auch den Talboden auffüllen und durch eine Unzahl senkrecht erodierter, 100—200 m tiefer, jetzt trockner Schluchten labyrinthisch zerschnitten sind, so daß der vordere Teil des Tales unüberschreitbar ist. Nur an einer Stelle kann man, aus SW kommend, über einen Paß (Kysyl-kut) dieses Talgebirge, ein Labyrinth von Sandsteinplateaus und Kuppen queren und höher hinauf in das Sabawtschö-Tal gelangen. Die außerordentliche Zerschluchtung der Sandsteinmassen gibt Kunde von den gewaltigen Wassermengen, welche einst das Tal durchströmten und aus den früher in ungeheurer Mächtigkeit

entwickelten Gletschern des Tales entsprangen. Überall erscheinen die Sandsteine von ungemein mächtigen Decken alten Moränenschuttes überlagert; am Abhang der linken Uferkette reichen sie höher hinauf als an der rechten und sind hier derart von altem Moränenschutt überlagert, daß nur einzelne Schollen von ihnen aus diesen zum Teil fluvio-glazialen, begrünten Transportmassen herausragen. Der Sabawtschö-Fluß strömt hart unter der nördlichen Talwand in einer unzugänglichen, senkrecht in die Sandsteine eingetieften Schlucht dahin. Das Tal verzweigt sich in zwei Äste, von denen der nördlichere das Haupttal bildet, das von O, weit aus dem Herzen der gänzlich in Eis gehüllten Sabawtschö-Kette, herbeizieht. Der südliche Zweig ist breiter, aber kürzer als der nördliche und nimmt seine Entstehung in mehreren Armen in einer sehr weiten, ungemein schnee- und firnreichen Wanne, welche von pyramidenförmigen Firngipfeln umstanden ist; sein wasserreicher Bach vereinigt sich im äußeren Tale mit dem aus dem Sabawtschö-Gletscher kommenden Hauptbach. Die Sohle dieses Nebentals liegt durchschnittlich 350 m höher als die des Haupttals; sie ist aber gleichfalls vielseitig und tief von heute meistens trocknen Schluchten zerschnitten und ihre den glazialen Transportmassen ihre Ausbildung verdankenden Hochterrassen werden von schönen, in dieser südlichen, trocknen Gegend geradezu überraschend dichten Alpenmatten bedeckt, auf welchen die Bewohner der heißen Ebenen ihr Vieh sommern. An den gegen N gerichteten Hängen breiten sich ausgedehnte Fichtenbestände. Wir verweilten zuerst eine Nacht oben bei den sartischen Hirten im Nebental und stiegen dann hinab ins Haupttal, wo auf dem, gegen das Strombett auslaufenden, kapartigen Ende des beide Strombetten trennenden Rückens, gerade an der Mündungsstelle ein von Jakub Beg — man begreift nicht zu welchem Zwecke — angelegtes, jetzt verfallendes Fort steht. Von hier aus unternahm ich eine Begehung des Sabawtschö-Gletschers und hatte das Glück, hierzu durch einen wolkenlosen Tag begünstigt zu sein, eine große Seltenheit in diesem Gebirge. Die thermalen Kontraste zwischen dieser hohen, schneereichen, hart am Rande der glühend erhitzten Ebene liegenden Region und dieser letzteren sind außerordentliche und führen fast täglich zu starken Kondensationserscheinungen oder stürmischen Ausgleichen. Der Weg zum Zungenende des Gletschers führt durch eine Zone schwer durchdringlichen, ungemein hohen Dickichts und dieses setzt sich an beiden Ufern des Gletschers auf Moränenrücken und auf den Moränenschutthalden der Bergwände fort, auf eine Länge von 10 Werst den Gletscher mit breiten, dunklen Bändern umsäumend, die öfters in mächtigen Armen sich hoch an die Talwände hinaufziehen. Man gelangt zwischen einem torförmigen Zusammenschluß der Ufergebirge zum Gletscher, dessen Zunge bei ca 2750 m endet. Ich konnte dort keinerlei Anzeichen eines rezenten Rückzugs des Eises wahrnehmen. Der Gletscher ist bis über die Hälfte seiner Länge, gleich dem Inyltschek-Gletscher, von einem ungemein formenreichen Gebirge aus Moränenschutt und Blöcken bedeckt, das noch mächtiger ist, als das am Inyltschek-Gletscher; doch sind hier, infolge des ungemein trocknen Klimas, die oft enorme Größe besitzenden Blöcke durch keinerlei Bindemittel miteinander verkittet; nur lockerer Sand und trockner Verwitterungsgrus liegt dazwischen. An Terrassen der Bergwände bemerkt man, als Gegensatz zu dieser Erscheinung, mächtige Bänke geschwemmten, feinen Tones mit eingebetteten Geröllschichten. Die Begehung des Gletschers, ein unausgesetztes Übersteigen von Schuttkämmen und Tälern ist überaus mühsam und zeitraubend. In mehreren der zwischen den Kämmen sich breitenden Talweitungen liegen Eisseen von zum Teil bedeutendem Umfang; nach ihrer Tiefe zu schließen, hat die Eisdecke eine große Mächtigkeit. Da, wo sie gegen die Bergufer hin sich abwölbt, ist sie stark zerborsten, zum Teil in Séracs aufgelöst. Infolge der ungemein zeitraubenden Begehung, gelangte ich nicht weiter, als etwa 10 Werst aufwärts im Eistal bis zu einer Stelle (ca 3300 m), wo aus NO ein großes Gletschertal einmündet, umrahmt von prachtvollen, unglaublich schroff ge-

bauten Bergen; zwischen ihnen zieht aus einem, so weit das Auge reicht, nach ONO sich dehnenden Firnplateau ein großer Gletscher herab, dessen vollständig schuttfreie Zunge in schönem Bogen durch das Tal herausfließt und sich mit dem Sabawtschö-Gletscher vereint, einen herrlichen Anblick gewährend.

Den Hintergrund des Sabawtschö-Tals bildet eine Doppelreihe von 6000 m und darüber hohen, kaum eine Spur von Fels zeigenden Eisbergen. Ich schätze die Entfernung von dem von mir erreichten Punkte bis zum Talschluß auf mehr als 12 Werst. Mithin hat dieser in einem nach SW sich öffnenden Tale und am Rande der heißesten und trockensten Gegend des zentralen Tian-Schan gelegene Gletscher noch heute eine Gesamtlänge von mindestens 22 Werst. Die starke Schuttbedeckung schützt ihn vor Abschmelzung. Welche Dimensionen er ehemals hatte, davon geben die höher als bis zu 400 m auf Terrassen der Talwände des mittleren Tales sichtbaren Moränenreste Kunde. Die Umrandung des Tales besteht zunächst aus den mehrfach erwähnten, blaugrünen, phyllitähnlichen Schiefern, die mit tonig-sandigen Schichten und Kalken wechsellagern. Diese grauen Kalke sind jedoch hier infolge der unmittelbaren Nähe der Granite durch Kontaktwirkung kristallinisch geworden. Die Zone der Granite erstreckt sich, soweit ich sie verfolgen konnte, mehr als 14 Werst weit in das Gletschertal hinauf und umfaßt Granite von ungemein verschiedenartiger Ausbildung, Syenite und Gneis. Ein schwarzes, dichtes, eruptives Gestein, das ich weiter hinten in der Granitzone bemerkte, von dem ich jedoch nur in der Moräne Bruchstücke sammeln konnte, scheint diabasischer Natur zu sein. Im Moränenschutt bemerkt man, je weiter man taleinwärts kommt, desto mehr Bruchstücke von schwarzen Kalken, Schiefern und weißen und rötlichen Marmoren, woraus zu schließen ist, daß diese Gesteinsserie, wie in anderen Tälern des zentralen Tian-Schan, so auch hier die höchsten Teile des Gebirges am Talschluß aufbaut.

Die das Gletschertal im N umsäumende Kette ist überaus formenreich und schroff gegipfelt; man erblickt hinter ihr noch eine andere Kette. Der 40 Werstkarte nach, läge zwischen beiden das Ursprungstal des Kum-Aryk oder Ak-su-Flusses, was jedenfalls unrichtig ist. Zieht dort ein Längstal hinein, was zweifellos der Fall ist, so könnte es meinen bisherigen Ausführungen entsprechend, nur ein Seitental des Kum-Aryk sein. Ob dieses Längstal identisch ist mit dem von mir später besuchten Koi-kaf-Tal, konnte ich leider nicht feststellen. Jedenfalls aber sah ich deutlich zwischen dem Ak-su-Tale der 40 Werstkarte und dem Sabawtschö-Tal noch ein anderes Tal in gleicher Richtung ziehen; es scheint nur kurz zu sein. Die Leute von Schaichle kennen es und bezeichneten es mit dem Namen Kasalai.

Ich bedauerte lebhaft, daß das große, noch zu erledigende Arbeitsprogramm des Jahres mir nicht noch 3—4 Tage Zeit gewinnen ließ, um den Sabawtschö-Gletscher bis zu seinem Ende zu begehen und seine Seitentäler genauer zu besichtigen.

Zum Kukurtuk-Tal und von da zum Bedel-Tal und über den Paß.

Der Rückweg wurde von Kutschi ab etwas variiert und führte durch nördliche Ausläufer des Tertiärgebirges, von welchem beim Wege zum Kum-Aryk schon die Rede war. Wir querten den Rand dieses Gebirges durch das Tal Darwasse-su (Torbach), ein sehr bezeichnender Name, da der Talbach durch eine torartige Enge in den Mergelwänden zum breiteren Teile des Tales heraustritt. Die auch hier zahlreichen und starken Quellen können nur dem Sickerwasser des Hochgebirges ihre Entstehung verdanken. Am Rande dieses Mergel-



gebirges querten wir die Wüste in südwestlicher Richtung und erreichten abermals die Oase Kukurtuk. Von hier in das Kukurtuk-Tal führte uns der Weg nochmals etwa 25 Werst über die Geröllwüste der Hochebene. Beim ersten Einblick in das Tal wird man überrascht davon, daß es durch eine verhältnismäßig niedere, schneearme Kette abgeschlossen scheint. Zum Verständnis des Folgenden muß ich jedoch schon jetzt hervorheben, daß dieser scheinbare Talschluß nicht der wirkliche, nicht der die Wasserscheide zwischen S und N bildende Hauptkamm ist, sondern eine nahe an diesem vorbeiziehende und ihn deckende Kette. In der Nähe des Kaitsche-Passes tritt nämlich eine Spaltung des Hauptkamms ein: Während dieser seinen westsüdwestlichen Lauf fortsetzt, zieht die abzweigende Kette zuerst gegen SSW bis zur Achse des Kukurtuk-Tals als stumpfer, schneearmer Kamm; von hier ab nimmt sie aber, freilich in mehrfachen Krümmungen, eine durchschnittliche Nordwestrichtung an, bildet in ihrem Laufe den Abschluß des Kok-rum-Tales und trifft in der Nähe des Bedel-Passes wieder auf den Hauptkamm. Mit ihrem Übergang in die Nordwestrichtung schwillt die Kette mächtig an, über die Höhe des Hauptkamms weit hinaus und zeigt eine Reihe prächtiger, stark vergletscherter Gipfel.

Am Eingang des Kukurtuk-Tals trafen wir nach einer Zone feinknolliger Konglomerate wieder auf die unvermeidlichen Schwagerinen-Kalke. Konglomeratartig gefestigte Deckenschotter in ungestörter Lagerung nehmen eine außerordentliche Mächtigkeit in dem sehr geweiteten Unterlauf dieses Tales an. Der Fluß, der beim Taleingang noch unsichtbar unter Geröll dahinfließt und erst nach 1½ Werst talaufwärts plötzlich und wasserreich zutage tritt, hat in diese konglomeratartigen Massen, deren Aussehen stellenweise deutlich auf glazialen Ursprung hinweist, zwei Etagen von Talterrassen ausgebildet, deren eine 18—20 m über der anderen liegt, und strömt durch einen regelmäßigen, vielgewundenen Cañon mit aus- und einspringenden Winkeln; stundenlang führte der Weg in diesem Cañontale aufwärts. Das hier herrschende, trockne Klima und die außerordentliche Zerrüttung des Gesteins der Talwände, welches infolgedessen alle Niederschläge verschluckt, also der Mangel seitlicher Abspülung erklären diese Erscheinung. Anfänge zu neuer Terrassenbildung hat der rasch tiefer erodierende Fluß bereits gemacht.

In keinem der bisher vor uns besuchten südlichen Tian-Schan-Täler äußert sich eine ähnliche Zerrüttung der Umwallung wie in diesem. Die Lagerungsverhältnisse sind derart verworren gestört, daß es schwer ist, sich eine zutreffende Vorstellung hiervon zu machen. Fallrichtung und Fallwinkel der Gesteine wechseln streckenweise alle zehn Schritte. Gewisse, zuerst unten gesehene Schichten sieht man schon nach kurzer Entfernung hoch oben, ohne daß man bestimmen könnte, welches das eingefaltete und welches das einfaltende Gestein ist. Helle und dunkle Kalke wechseln mit gelbweißen, marmorartigen Kalken und blaugrünen, bald vorwiegend tonigen, bald sandigen Schiefern, deren petrographischer Charakter überhaupt ungemein häufig variiert; sie sind in außerordentlicher Weise verpreßt, zerrüttet und zerknittert. Manchmal bilden die einzelnen Gesteine mehrere Werst breite Horizonte, manchmal solche von kaum 10 m Breite. In den dunkeln Kalken sammelte Herr Keidel eine sehr reiche, oberkarbonische Fauna (300 Exemplare, 50 Spezies). Auffällig war uns schon am Taleingang das Fehlen jegliches kristallinischen Materials im Gerölle. Es bestätigte sich bald nachher, was ich schon am Dschanart-Passe (siehe S. 51) beim Anblick der dort schon sehr schmalen Zone von Granit vermutete: das völlige Ausstreichen der kristallinischen Zone zwischen Dschanart und Kukurtuk; sie kommt weiterhin nach W, wenigstens über den Bedel-Paß hinaus im wasserscheidenden Hauptkamm und am Südabhang des Gebirges nicht mehr zum Vorschein. Hingegen scheinen die kristallinen Gesteine weiter im N ihre Fortsetzung nach W in der gewaltigen Borkoldai-Kette zu finden. (Hiervon später mehr.)

Beim Einmarsch in das Tal wurde ein kurzes Erdbeben erlebt, verbunden mit dröhnendem Geräusch. In diesem Gebiet starker Dislokation ist dies eine bezeichnende Erscheinung Das Tal hat eine ungefähre Länge von 60 Werst. Anhäufung von altem Moränenschutt machte sich an den Mündungen mehrerer, heute nicht mehr gletscherbergender Nebentäler bemerkbar und solcher konnte als Terrassen-Auflagerung auch im Haupttal bis zu beträchtlicher Höhe der Bergwände hinan verfolgt werden. Bei einer schwellenförmigen Talstufe fanden wir eine von Jakub Beg in seiner wahnsinnigen Russenfurcht sogar in diesem schwer zugänglichen Tale angelegte, primitive Talsperre, hinter welcher das Wasser des Baches früher zu einem künstlichen See aufgestaut war.

Zufolge der in Utsch-Turfan erhaltenen günstigen Auskunft war es ursprünglich meine Absicht gewesen, mit der Karawane durch das Kukurtuk-Tal und über den am Talschluß im Hauptkamm eingeschnittenen Sattel die Nordseite des Gebirges zu gewinnen. Ich konnte mich aber schon bald von der Undurchführbarkeit eines solchen Unternehmens überzeugen und beschloß deshalb, wenigstens selber den Paßeinschnitt zu ersteigen, um dort genauere Orientierung über den Bau des Gebirges zu gewinnen. Trotz ungünstiger Witterungsverhältnisse konnte ich diese Absicht von unserem zweiten Lager (ca 2820 m) aus durchführen. Im Oberlauf des Kukurtuk-Tales sind auf einer Strecke von mehreren Werst richtige, klammartige Verengungen ausgebildet; die hohen Kalkwände, zwischen welchen der Bach keinen Zoll breit Boden frei läßt, treten öfters bis zu 15 m Breite aneinander und die Felsausspülungen sind dort bedeutend, doch kann man höher an den Felsmauern auch von Eiswirkung herrührende Rundbuckel und geschrammte Stellen öfters wahrnehmen. Dies wird erklärlich, wenn man höher oben im Tale die kolossalen, alten Moränenmassen beobachtet, in welche das Bachbett dort eingeschnitten ist. Mehrere der einmündenden Seitentäler zeigen bedeutende Profile und ungeachtet ihrer jetzigen Trockenheit führten sie zu beckenartigen Ausspülungen des Haupttals an ihren Mündungen. Etwas höher oben folgt bei einer Talschwelle abermals eine Zusammenschnürung, welche Jakub Beg benutzen ließ, um das Wasser nochmals zu einem See abdämmen zu lassen. Gleich darauf wird das Haupttal ungangbar; es zieht als gewundene, wasserreiche Schlucht steil nach NNW und der Weiterweg zum Passe muß durch ein nach W und dann N ziehendes, zu jener Zeit trocknes, schluchtförmiges Seitental genommen werden; auch dort wird das Vordringen im Talgrund bald unmöglich und man muß nun an sehr steilen und hohen Wänden entlang aufwärts streben. Auf solche Weise gelangt man wieder auf die Höhe eines Rückens und erreicht bald einen Sattel in der früher erwähnten, am Kaitsche-Paß sich vom Hauptkamm trennenden Zweigkette. Diese Kette ist hier jedoch wiederum in zwei Äste zerlegt, durch tiefe, schneeige Hochmulden voneinander getrennt, die ihr Wasser ins Haupttal senden. Man muß daher zweimal steil 250—300 m ab- und wieder ansteigen und gelangt dann über einen zweiten Sattel in die flach wannenartig modellierte, von einem kleinen Gletscher ausgefüllte Haupttalrinne, durch welche der eigentliche Paß erreicht wird. Und solchen Paßweg hielt Jakub Begs Russenfurcht noch der Befestigung bedürftig!

Die Talumwallung des oberen Tales zeigt zunächst den Wechsel gleicher Gesteine, wie in den tieferen Niveaus, doch schon nach der Abzweigung des Seitentals, durch welches der Aufstieg stattfindet, nehmen schwarze, sehr zersetzte Tafelschiefer einen sehr breiten Raum ein, während in der höchsten Region die öfters erwähnten, in ihrer Beschaffenheit ungemein oft wechselnden, blaugrünen Schiefer alleinherrschend sind und die Paßhöhe (ca 4400 m), sowie die sie umrandenden, stumpfen, firnbedeckten Kuppen bilden. Unmittelbar bevor dieser sehr mächtige Horizont beginnt, ist nach den schwarzen Schiefern eine etwa 200 m mächtige Zone dunkler, oolithischer Kalke eingeschaltet, die ganze Serie streicht O 20° N und fällt sehr steil, bald nach S, bald nach N ein. Kristallinisches



konnte weit und breit nicht bemerkt werden und somit war die schon erwähnte, wichtige Tatsache des Ausstreichens der kristallinischen Zone am Kaitsche-Paß erwiesen. Der Nordabhang des Paßrückens ist jedenfalls leichter zu begehen als seine Südseite, auch weit weniger unter Schnee und von Gletschereis ganz frei, eine anormale Erscheinung. Auch sieht man dort schon etwa 800—900 m unter der Paßhöhe schöne Alpenmatten. Eine dort im N mit dem Hauptkamm annähernd parallel streichende, aus dunklen Schiefern aufgebaute Kette, welche zur Borkoldai-Kette nach W streicht, verwehrt, ebenso wie die enge, hohe Umwallung des Passes selbst, den Blick auf die höheren Gebirge im N. Großartig ist nur der Blick rückwärts nach SSW, auf den westlichen Teil der erwähnten, zum Kok-rum-Tal hinziehenden Nebenkette, die aus einer Reihe sehr schroff geformter und stark vergletscherter Gipfel besteht, deren Scheitelhöhe bis 5000 m und wesentlich darüber ansteigt.

Zwei auffällige Tatsachen, schwer miteinander zu vereinen, gaben mir im Kukurtuk-Tal zu denken. Mit Ausnahme weniger Stellen gibt es im ganzen Haupttal keinen Graswuchs und der Wald fehlt gänzlich, während doch das parallel angeordnete, nahe Dschanart-Tal an beiden verhältnismäßig reich ist. Im Widerspruch hierzu steht die verhältnismäßig bedeutende Menge von Niederschlägen, die das Tal empfängt. Beständig ballten sich Gewitterwolken gerade über dieses Tal, während die benachbarten Täler frei davon blieben. Schon von Utsch-Turfan aus konnte man dies beobachten.

Nachdem der Übergang über den Kukurtuk-Paß für die Karawane undurchführbar war, stand ihr nur der Weg über den Bedel-Paß frei. Es war höchste Zeit geworden, ihn einzuschlagen, denn der Monat Juni neigte seinem Ende zu.

Um nicht den bekannten, keine Bereicherung meines Wissens bietenden Karawanenweg durch die Steppe zum Bedel-Tal einzuschlagen und um weiteren Einblick in den Bau des Gebirges zu gewinnen, wandten wir uns nach dem Austritt aus dem Kukurtuk-Tal und nach kurzer Überschreitung der wüsten Hochebene gegen W und drangen in ein, nach W und SW in die Ausläufer des Gebirges einschneidendes, trocknes, breites Tal ein, Tschondschar genannt. Die Kalke der Talwände enthalten bis zur Unkenntlichkeit verpreßte Organismenreste. Bei seiner Verengung nimmt das bisher nur dürftige Steppenvegetation zeigende Tal den Charakter des Alpentals an, mit schönen, dichten Alpenwiesen am Gehänge, wiewohl damals nirgends fließendes Wasser in den Rinnen zu sehen war. Nachdem wir in westlicher Richtung zu einem grasigen Passe aufgestiegen waren, gelangten wir hinab in den geschlossenen Kessel eines weiten, in seinem Grunde und an den Gehängen mit dichten Alpenwiesen geschmückten Tales, Balter-Jailak (ca 2900 m), das durch die Vereinigung von vier, aus divergierenden Richtungen herbeiziehenden, steilen Hochtälern gebildet wird, welche die hohen Kalkketten der Umrandung durchfurchen. Aber trotzdem, mit Ausnahme einer entfernten Quelle, war auch hier kein fließendes Wasser zu finden. Offenbar saugen die steilgestellten Schichten der Umwallung die Niederschläge auf und diese fließen in geringer Tiefe im lockeren Aufschüttungsboden des Gehänges und der Talsohle dahin; man vermöchte sich außerdem den dichten Graswuchs dieser Alpenwiesen nicht zu erklären. Nach einer bei den Kirgisen des Tales verbrachten Nacht folgten wir über Alpenwiesen dem breiten, trocknen Hauptbachbett nach S, erstiegen einen etwa 150 m hohen, grasigen Rücken und gelangten absteigend in ein dem Balter-Jailak ganz ähnlich gebautes, kesselförmiges Tal; es steht durch sein damals trocknes Bachbett, das in torartiger Lücke den trennenden Wall durchbricht, mit dem Balter-Jailak in Verbindung. Die Hauptbachbetten dieser beiden Kessel vereinen sich zu einer tiefen Rinne, welche nach einem Durchbruch in der Ostumwallung des Balter-Jailak-Kessels, steil gegen SO hinaus ihren Lauf nimmt.

Indem wir die Südumwallung des zweiten Kessels erstiegen, gelangten wir zu einem Passe, Kok-belös (ca 3250 m). Man gewinnt von seiner Höhe einen beherrschenden Über-

blick über dieses System von Talverzweigungen, das die Gebirgsmasse zwischen den großen Tälern Kukurtuk und Kok-rum zerlegt, und aus welchem nur zwei große Rinnen (Myndagül-bulak und Tanke-sai) gegen den Tauschkan-daria hinausziehen; sie führen jedoch nur periodisch Wasser. Es war mir von Interesse zu sehen, daß den Hauptzufluß des Kessels Balter-Jailak ein an seiner Mündungsstelle damals trockner Bachlauf bildet, welcher seine Entstehung im NW an der hohen, zum Kok-rum-Tal ziehenden Kette von Gletscherbergen nimmt. Ein starker Bach soll, wie begreiflich, den Oberlauf dieses gleichfalls Balter, auch Ak-bel genannten Tales, durchströmen; aber auch dieses Wasser erreicht wenigstens periodisch, oberirdisch das Kesselbecken von Balter-Jailak nicht. Diese ihrer Lage und Bauart nach zu Wasserreichtum prädestinierten Täler bieten ein schlagendes Beispiel dafür, daß es nicht sowohl die Verdunstung, als die Durchlässigkeit des Aufschüttungsbodens ist, welche den Südabhang des Tian-Schan wasserarm macht. Aus dem Ak-bel-Tal soll ein hoher, vergletscherter Paß in das Kok-rum-Tal führen; dies erklärt den Namen: Ak-bel = weißer Paß.

Vom Passe Kok-belös nach S absteigend, gelangten wir in ein Tal, von den Kirgisen Churgo genannt, das zum Kok-rum drainiert; auch seine breite Wasserrinne war damals trocken. In seinem Unterlauf verengt sich das Tal und durchbricht dort zwischen senkrechten Mauern einen aus feinem Material bestehenden, etwa 350 m hohen Zug von Konglomeraten; diese folgen dem Streichen des Kalkgebirges und bilden, in flachen Gewölben aufgerichtet, als stark erodierter Zug den Rand des Gebirges zum Bedel-Tal hin und, soweit erkennbar, darüber hinaus nach W. Bald darauf mündet das Churgo-Tal in das Kok-rum-Tal. Nahe der Mündungsstelle gewinnt man von einer vortretenden Höhe einen umfassenden Blick auf den gewundenen Lauf des Kok-schaal und Tauschkan-daria und auf die dessen Südufer umwallenden, mächtigen, so wenig bekannten Gebirgszüge, die bis zu 3500 m Meereshöhe ansteigen und, wie man von hier sehen konnte, einige ansehnliche Gletscher tragen. (Siehe S. 43). Man gewahrte von hier deutlich die tiefe, schmale Einsattelung des Sary-bel-Passes und die breite, plateauartige Absenkung des Dungaretme-Passes.

Wir stiegen steil zum Ufer des reißenden, wasserreichen Kok-rum ab, der, wie schon (S. 57) erwähnt, an der sehr gletscherreichen Sekundärkette seinen Ursprung nimmt. Auch die Kirgisen sagten mir, es seien in seinem Schlusse große Gletscher; ich vermochte dies übrigens später von einer im hinteren Bedel-Tal erstiegenen Höhe aus, selbst festzustellen und photographisch festzulegen. Bald verließen wir das Kok-rum-Tal wieder, querten das wüste Hochplateau in südwestlicher Richtung und erreichten das Bedel-Tal bei dem Lagerplatz der Karawanen, Ui-Tal. Das Picket gleichen Namens, eine chinesische Festung mit Talsperre, wo die Revision der Karawanen stattfindet, liegt 12 Werst weiter hinten im Tale und wurde erst am folgenden Tage erreicht.

Der Bedel-Paß ist neben dem Musart-Paß der einzige, der den Karawanenverkehr zwischen Nord- und Südabhang des zentralen Tian-Schan ermöglicht; er ist von Prschewalsky, Pjewtzow, Krassnow überschritten worden. Diese, sowie v. Kaulbars veröffentlichten einiges über die Route. Ich werde mich also in diesem vorläufigen Bericht über den in mancherlei Hinsicht sehr interessanten Übergang kurz fassen und aus meinen Beobachtungen nur bisher wenig oder gar nicht Bekanntes hervorheben: Der wasserreiche Fluß verrät durch sein klares Wasser schon, daß im Tale nur geringe Vergletscherung zu erwarten ist. Da der Weg im unteren Teile des Tales auf der rechten Uferseite seitwärts vom Flusse, dessen Bett ungangbar ist, durch tiefe Schluchten der Schotterdecke aufwärts führt, hat man Gelegenheit, die außerordentliche Mächtigkeit dieser Aufschüttungsmassen mehr als irgendwo zu würdigen. Nachdem die hier ungemein breitmassige Zone der Konglomerate verlassen ist, zeigen sich ungemein bunt gefärbte, tonig-kalkig-sandige Schiefer, die durch reichliche Erosion in stumpf pyramidenförmige Berge zerlegt sind;

die Zersetzung dieser Schiefer ist so weit vorgeschritten, daß sie beim geringsten Drucke zerfallen; sie erwiesen sich fossilienleer. Im Weiterweg wird ein sehr mächtiger Horizont von festeren, graublauen Schiefern erreicht, die den weichen Gebilden im vorderen Tale offenbar verwandt sind, über deren geologische Stellung jedoch vorläufig noch kein bestimmtes Urteil abgegeben werden kann; sie sind sehr steil aufgerichtet und starke Zerrüttung, sowie große Unregelmäßigkeit macht sich in ihren Lagerungsverhältnissen bemerkbar. Mit ihnen wechsellagern weiter hinten im Tale andere Schiefer von bald sandig-toniger, bald kalkig-toniger Beschaffenheit, treten jedoch auch in eigenen Komplexen auf und werden weiterhin durch dunkle, feine Glanzschiefer abgelöst. Aus dieser Gesteinsserie, die eine Breite von ca 15 Werst hat, gelangt man in eine 4 Werst breite Zone heller, marmorartiger Kalke, welche Bänke roten Kalkes einschließen; sie sind auf der Einfallseite in chaotische Blockhänge aufgelöst und bilden auf der entgegengesetzten Seite Steilflächen, senkrechte, geschlossene Mauern. Südwestexposition begünstigte die Zerstörung. Auf die Kalke folgen die gleichen blaugrünen Schiefer, die im Dschanart-Tal schon als schmale Zone bemerkt wurden, im Kukurtuk-Tal bereits einen ungemein mächtigen Horizont darstellen und hier im Bedel-Tal noch mächtigere Entfaltung erfahren; sie bilden nun bis zum Passe hin, also auf mehr als 20 Werst die Talwände und wechseln auch hier häufig in ihrem petrographischen Charakter. Manchmal schließen sie dünnplattige, grauwackenartige Schichten, öfters auch feine, dunkle Tafelschiefer ein. Nur einmal noch wird diese Gesteinsserie von einer schmalen Zone brauner, dichter Kalke durchbrochen. Die Verbiegung, Verquetschung und Zerrüttung des ganzen Schichtensystems übertrifft jegliche Vorstellung. Die von dieser Gesteinsserie gebildeten Talwälle zeichnen sich durch stumpfe Formen aus. Altkristallines Gestein wurde nirgendwo bemerkt und Fossilien nicht entdeckt. Das Vorkommen diabasartiger Gesteine erklärt die Störungen des Schichtenbaues nur zum Teil.

Im zweiten Drittel des ca 55 Werst langen Tales, wo vor dem Aufstieg zum Passe ein Lager bezogen wurde, bestieg ich eine hohe, zwischen dem Haupttal und einem aus NO herbeiziehenden Seitental aufragende Kuppe, von der aus ich, wie schon erwähnt, den stark vergletscherten Hintergrund des Kok-rum-Tals beobachten und photographieren konnte. Ein dort im Talschluß sich erhebender, prächtiger Eisgipfel übertrifft die Höhe seiner Umgebung um mehrere Hundert Meter und dürfte etwa 5200 m erreichen. Aus dem Kok-rum-Tal führt ein stark vergletscherter Paß in das erwähnte Seitental. Ferner konnte ich von der gewonnenen Höhe aus auch feststellen, daß der im weiteren Sinne den rechten Uferwall des Bedel-Tals bildende, NNO streichende Hauptkamm nicht nur reiche Gipfelbildung zeigt, sondern auch eine sehr ansehnliche Gletscherdecke trägt, welche hauptsächlich nach NW in das bedeutende, zwischen Borkoldai-Kette und Hauptkamm eingetiefte, unerforschte Längstal Karakol drainiert. Aus dem mittleren Bedel-Tal sieht man eine kurze, stumpfe, aber hohe und gänzlich überfirnte Seitenkette in Richtung O—W dem NNO gerichteten Hauptkamm zustreichen. Auf der stark vergletscherten Südseite des Winkels, der aus dem Zusammentreffen beider Ketten entsteht, nimmt das Tschalmatö-Tal seinen Ursprung, dessen Bach, wie die Kirgisen mir berichteten, der wasserreichste und reißendste am Südabhang des Kokschaal-Tau sein soll; er mündet gegenüber vom Aul Safar-bai in den Kok-schaal. Im Schlusse dieses Tales erhebt sich ein ungemein hoher und schroff gebauter, breitmassiger, in diesem Teile des Tian-Schan nur von der sog. Petrow-Spitze an Höhe übertroffener Gipfel; vermutlich ist es der auf der 40 Werstkarte mit dem Namen Usun-gusch bezeichnete Berg. Ich konnte ihn vom Bedel-Passe aus telephotographisch aufnehmen.

Der Sattel des Bedel-Passes (ca 4300 m) liegt nicht am Schlusse des Bedel-Tals, sondern etwas westlich von der einen kleinen Gletscher bergenden Karmulde des Talschlusses. Vom Passe aus ist nur der Blick nach S interessant und wechselvoll; im N wird die

Aussicht abgesperrt durch die Kette des Ischigart-Tau mit ihrer gleichmäßigen Gipfelreihe; auffallend ist an ihr nur die über Erwartung bedeutende Vergletscherung ihres Südabfalls.

Der Schichtenkomplex der Südseite setzt sich auf der Nordseite des Bedel-Passes fort. Aus dem ungemein großen klimatischen Unterschied zwischen Süd- und Nordabhang der großen Kette, aus dem Wasserreichtum des Nordabhangs und der hier herrschenden feuchten Verwitterung, endlich aus der außerordentlich starken Einwirkung früherer Glazialtätigkeit im N, ist der große Unterschied im Relief und Landschaftscharakter der beiden Abhänge zu erklären. Ich muß mir die Erörterung dieses Verhältnisses für den ausführlicheren Bericht vorbehalten. In einer beckenartigen Weitung des nördlichen Bedel-Tals wurden in ungefähr 3300 m Höhe tertiäre Sandsteine beobachtet, die schwach disloziert sind. Der sehr wasserreiche, nördliche Bedel-Fluß wühlt sein Bett schon bald tief in die bodenbildenden, steil gestellten Kalke und sandig-tonigen Schiefer ein, fließt in enger Schlucht und wendet sich kurz vor dem in das Ischtyk-Tal leitenden, breiten Paßrücken energisch nach O, zwischen hohen, senkrechten Felsmauern dem Blicke in unzugänglicher Klamm entschwindend. Auf solche Weise gelangt sein Wasser durch den Kanal des Ischtyk-su in den Sary-dschaß und wird durch den Kum-Aryk der Südseite zugeführt; ein wunderlicher Verlauf, wenn man bedenkt, um wieviel leichter ihm die Erreichung des Naryn-Gebiets gewesen wäre!

Über die Syrt-Plateaus zum Souka-Paß und über diesen zum Issyk-kul.

Nach Überschreitung des flachen Wallpasses Ischtyk (ca 3500 m) erblickt man zum erstenmal die Borkoldai-Kette, deren hier sichtbarer, zwar sehr gletscherreicher, aber nicht sonderlich schroff gebauter östlicher Teil nicht die gewaltige Höhe und den überaus kühnen Bau der prächtigen, eisgepanzerten Riesengipfel des westlichen Teiles erwarten läßt. Erst beim Abstieg in das Quellgebiet des Kara-sai entfaltet sich diese Kette in ihrer ganzen, alle Erwartungen und Darstellungen übertreffenden Pracht. Es ist merkwürdig, daß von ihr bisher so wenig bekannt wurde; nur Kaulbars hat ihre Bedeutung gewürdigt. Die Gipfel dieser Kette, die bis zu 6000 m ansteigen dürften, zeigen solche Schönheit und Kühnheit des Baues, Zerrissenheit und Mannigfaltigkeit der Eisumhüllung, wie sie nur in wenigen Teilen des Tian-Schan wieder gefunden wird. Kaulbars hielt einen dieser Prachtberge, den er »Katharinenberg« taufte — ich habe ihn telephotographisch aufgenommen — für den höchsten; er wird jedoch von einigen, etwas weiter westlich und anderen, weiter östlich in der Kette stehenden Bergen an Höhe wesentlich übertroffen.

Nicht minder große Überraschung, besonders hinsichtlich der Entfaltung ihrer Firn- und Eisbedeckung und in bezug auf die Ausdehnung ihrer Gletscher, bereitet die NNO streichende Ak-schiriak-Kette, welche den Weg aus dem Karasai-Quellgebiet in das des Jak-tasch fortwährend im O begleitet. Man sieht in der Kammregion dieser im ganzen etwa 50 Werst langen Kette nur wenig Fels zutage treten; das Meiste ist in Firn und Eis gehüllt. Das Anormale an der Sache ist jedoch, daß das firnbedeckte Gehänge und der Lauf der großen Gletscher, unter welchen der schöne Petrow-Gletscher, mit einer Länge von ca 20 Werst — Ursprung des Jak-tasch-Flusses — die erste Stelle einnimmt, gerade gegen W gerichtet sind, gegen das breite Syrtplateau Ak-bel, während die Kette im W dieses Plateaus, die Jaluschu-Kette, trotz ihrer gegen O gerichteten Flanken keine Gletscherbildung zeigt. In keinem Teile des nördlichen Tian-Schan, in dem sonst, mit nur geringen Ausnahmen, Schnee und Eis mit mathe-



matischer Genauigkeit an die nach N und O gerichteten Hänge gebunden sind, bin ich einem in großem Maßstab auftretendem ähnlichem Verhältnis begegnet. Nur das Vorherrschen gewisser Richtungen für die feuchten Winde kann eine Erklärung hierfür bieten.

Der Ak-schiriak-Kette, deren Gipfel nur bis 4500 m ansteigen und nur 7—800 m über dem Syrtplateau sich erheben, fällt die Rolle des Wasserscheiders zwischen Naryn und Sary-dschaß, also zwischen Syr-daria und Tarim zu; sie erfüllt sie jedoch nur mangelhaft. Sowohl die Wasserscheide zwischen dem vielverzweigten Quellgebiet des Kara-sai im W und dem des Ischtyk-su im O, als auch die zwischen dem nach W fließenden Jak-tasch und dem nach O strömenden Jür-tasch ist sehr verwischt. Auf den flachen, sumpfigen Syrtplateaus, auf denen die genannten Flüsse ihren Ursprung nehmen, fließen und sickern die Abwasser der ringsum sich aufbauenden Gletscherketten in dem lockeren Aufschüttungsboden nach allen Seiten und bilden eine große Zahl kleinerer und größerer, im Grün der Alpenmatten flach eingebetteter Seen, sowie ausgedehnte Sümpfe. In diesen weiten Gebieten verzweigen sich die Wasserläufe derart, wechseln periodisch ihren Lauf und versickern in Sümpfen, daß eine Trennung der Quellgebiete auf die größten Schwierigkeiten stoßen würde. Bezeichnend für dieses Gebiet der Stagnation ist es, daß man in den Betten der ungemein zahlreichen und wasserreichen Bäche der Plateaus kaum irgend etwas anderes sieht, als feinen Kies und Sand; größeres Material vermögen die trägen Gewässer nicht zu triften. Die unteren Teile der Gebirge sind derart in Schutt gehüllt, daß häufig die steil gestellten Schichten der Kalke und Schiefer nur mehr wenige Meter hoch aus dem Wiesboden herausragen. Alles hat hier sanfte, gerundete Formen angenommen. Offenbar haben jedoch die Bäche von hier aus einstens energischeren Tallauf genommen; doch wurde durch ungeheure Massen Moränenschutts, welche die konvergierende Tätigkeit der von allen Seiten herbeiziehenden Gletscher hier aufgestaut hat, und durch die Gewässer auseinander gespült wurden, schließlich alles eingeebnet und das alte Relief nahezu gänzlich verwischt, so daß heute die genaue Wasserscheide zwischen O und W, S und N kaum mehr kenntlich erscheint.

Im Quellgebiet des Kara-sai fanden sich in unmittelbarer Nähe der Gletscher, auf einer Höhe von ca 3700 m, also noch etwas höher als am See Tschatyr-kul, wo sie Muschketow zuerst festgestellt hatte, tertiäre, rote Sandsteine und Konglomerate; solche konnten auch noch weiter im W am Abhang des Dschitim-Tau ungefähr in gleicher Höhe beobachtet werden. Man wird nicht fehlgehen in der Annahme, daß auch sie in den hier eingeschlossen gewesenen, alten Hochseen abgesetzt wurden, von denen die vielen auf dem Plateau zerstreuten, kleinen Hochseen die Relikten sind. Die Talumwallung im weiteren Sinne des Quellgebiets sowohl von Kara-sai, als von Jak-tasch bilden Granite verschiedenen Charakters. Zwischen dem Ischtyk-Paß und dem Kara-sai fand Herr Keidel devonische Fossilien.

Der von uns eingeschlagene Weg fällt nicht ganz zusammen mit dem von den Karawanen gefolgten, und aus dem Jak-tasch-Gebiet weg entfernt er sich gänzlich von ihm. Während die Karawanen von da nach NW ziehen und zur Überschreitung der Terskei-Ala-Tau-Kette den wenig Schwierigkeit bietenden Barskoun-Paß benutzen, wandten wir uns aus dem Ütsch-schö-Tal (ca 3650 m), einem Quelltal des Jak-tasch, gegen N und überschritten den schwierigen Souka-Paß (ca 4250 m). Während man sich dem Südfuß des Terskei-Ala-Tau hier auf etwa 100 Werst seiner Längserstreckung über sehr hoch gelegene Syrtflächen bequem nähern kann, stürzt diese Kette auf ihrer Nordseite gegen das Issyk-kul-Becken sehr schroff ab. Großartig ist von dem über dem Ütsch-schö-Tal im O sich aufbauenden Hochplateau aus der Blick auf den ungeheuren Wall dieses Gebirges. Die Vergletscherung ist sogar auf der Südseite ungemein mächtig und übertraf bei weitem meine Vorstellungen. Sehr ausgedehnte, Kammhöhe bildende Plateaus liegen unter einer zusammenhängenden, mächtigen Eisdecke, und die hohen Gipfel, deren einige bis nahe zu 6000 m ansteigen, sind mit schönen Gletscher-

mänteln geschmückt, deren Endzungen sich weit in den Syrt hinein erstrecken. Alles dies wurde durch telephotographische Aufnahmen festgelegt. Der Südrand der Kette besteht, wie schon angeführt, großenteils aus Plateaus und nur verhältnismäßig wenige Gipfel entragen diesen mehrfach durch tiefe Breschen zerschnittenen Kammflächen. Der westlichste, gegen die Pässe Kerege-tasch und Tosor zu gelegene Teil der Kette hingegen und der östlichste machen hiervon Ausnahmen; dort zeigt das Kammrelief bedeutende und reich vergletscherte Gipfel. Im zentralen Teile also herrscht auf der Südseite Plateaubildung vor; anders am Nordabhang, dessen Rand in eine ununterbrochene Reihe der formenreichsten, schroffsten, stark überfirnten Gipfel aufgelöst erscheint.

Das Defilee des Souka-Passes durchschneidet die gewaltige Kette an einer Stelle, wo sich zu beiden Seiten des Paßwegs großartige Hochgebirgsbilder entfalten; besonders von der Westseite münden sehr bedeutende Gletscher zur Mulde des Defilees ein. Der Übergang erwies sich für die Karawane schwierig, noch schwieriger der Abstieg nach S. In geringer Tiefe unter der Paßhöhe gelangt man zu einem vielgestaltigen, damals noch zugefrorenen See, welcher in einem Tälchen zwischen den ein- und ausspringenden Winkeln eines großartigen Bergkranzes eingebettet ist, aus dessen Schluchten Gletscher vorbrechen, die mit ihren zerrissenen Zungen in die Buchten des Sees ausmünden. Der Anblick ist prachtvoll; allein zur Zeit, als wir den See überschritten, waren die auf dem Eise liegende, tiefe Schneedecke und jenes selbst schon stark erweicht und daher die Überschreitung mit der Karawane gewagt. Am Tage vorher hatte eine zu den Weideplätzen des Kara-sai emporziehende Kirgisen-Karawane hier mehrere Hundert Schafe eingebüßt. Die Wildheit und Großartigkeit dieser Gebirgsumwallung wird im Tian-Schan nur von den Bergen des Inyltschek-Gletschers übertroffen.

An der Südseite des Passes herrschen dunkle Kalke in den Ufergebirgen vor; sie nehmen schieferige Beschaffenheit an. Am Passe selbst breitet sich eine mächtige Granitzone, aus Graniten sehr verschiedener Ausbildung bestehend. Nach N zu folgt hierauf eine Serie von dunklen, stark umgewandelten Tonschiefern und abermals dunkle Kalke. Dann tritt der Granit mit kristallinen Schiefern alleinherrschend auf und sie bilden bis in die Nähe des Issyk-kul die Talumwallung.

Der Abstieg vom Passe über steile, von enormen Anhäufungen Moränenschutts und Trümmern überdeckte Hänge ist schwer, die Umrandung herrlich, und so ist auch der Talweg. Der Formenreichtum der Umrandung des Haupttals, die prächtigen Gletscherbilder der Seitentäler, der Reichtum an Wald, Wasser und Alpenwiesen stempeln das Souka-Tal zu einem der großartigsten Alpentäler des Tian-Schan.

Eine dem Hauptzug des Terskei-Ala-Tau im N vorgelagerte, parallel mit ihm ziehende, formenreiche, kleine Gletscher tragende Vorkette ist in der 40 Werstkarte nicht eingetragen. Massen von altem, jetzt begrüntem Moränenschutt bilden das Relief des äußeren Tales. Diese Anhäufungen erstrecken sich — dort breit auseinander gespült — bis nahe zum Südufer des Issyk-kul. Alte Endmoränenwälle finden sich im mittleren Teile des Souka-Tals; im vorderen Teile erreichen sie noch sehr beträchtliche Höhe und sperren das Tal vollständig, so daß man sie übersteigen muß. Hinter ihnen lagen früher Seen. Auch der äußerste Teil des Gebirgslaufs des Tales bildete früher einen und zwar sehr großen See. Der Fluß durchbricht heute die dort in mächtigen Massen abgelagerten, roten, sehr lockeren, tertiären Sandsteine. Diese werden von bedeutenden Mengen jüngeren Moränenschutts überlagert, und in ihnen liegen zwei Etagen alter Talstufen und begleiten den Unterlauf des Flusses, wo eine dritte Stufe in der Ausbildung begriffen ist.

Die Überschreitung des Gebirges von S nach N nahm sieben Tage in Anspruch. Am 9. Juli trafen wir in Sliwkina, jetzt Pochrowskaja, am Südufer des Issyk-kul ein und gingen weiter nach Prschewalsk und Karkara.



Zweite Reise in das Sary-dschaß-Tal und Vermessung des Semenow-Gletschers.

Die Untersuchungen auf der Südseite der großen Kette hatten, wiewohl manches, was auf dem Programm stand, nur halb oder gar nicht geschehen konnte, mehr Zeit in Anspruch genommen, als hierfür vorgesehen war. Ich fürchtete, daß die unerläßlichen Arbeiten auf der Nordseite, in Anbetracht des schon weit vorgerückten Sommers, nicht mehr zu gedeihlichem Abschluß gefördert werden könnten, zumal, wenn die Witterung der Forschung so abhold sein würde, wie im vorhergehenden Sommer. Es soll jedoch schon jetzt bemerkt werden, daß diese Befürchtungen sich glücklicherweise als unbegründet erwiesen. Ausnahmsweise beständige Witterung, wie sie, nach den übereinstimmenden Aussagen der Einheimischen, selten in diesen Gegenden herrscht, förderte meine Untersuchungen und gestattete mir, bis gegen Ende des Jahres im Gebirge zu arbeiten, so daß ich vieles, was mir am Herzen lag, wenn auch nicht alles, einer günstigen Lösung entgegenführen konnte.

Um diesen schon über Erwarten umfangreich gewordenen Rechenschaftsbericht nicht in einem seinen Abdruck erschwerenden Maße anschwellen zu lassen, kann ich über den ferneren Verlauf der Expedition und über ihre sehr bedeutungsvollen und ergebnisreichen Arbeiten hier leider nur ganz summarisch Bericht erstatten.

Während ich in Karkara und Narynkol (Ochotnitschi) die Expedition für den Aufenthalt in den höchsten Regionen des Gebirges neu organisieren und speziell für die Sicherstellung ihrer Verproviantierung Vorsorge zu treffen hatte, auch geeignete Träger in genügender Zahl anwerben mußte, ging Herr Keidel mit einem Teile der Expedition einstweilen durch das Tal Ulluk-Karkara über den Sart-dschol-Paß (3720 m) in das Kok-dschar-Tal — in seinem Oberlauf Kuberganty genannt —, um dort und in seinen Nebentälern geologische Untersuchungen zu machen; er sammelte dort eine schöne, reiche, unterkarbonische Fauna. Sodann überschritt er den Kaschka-tur-Paß (ca 3700 m), gelangte in das Sary-dschaß-Tal, steckte dort in der Nähe der Mündung des Mün-tur-Tals eine etwa 1½ Werst lange Basis ab, die er durch geographische Ortsbestimmung festlegte und bestimmte von ihr aus nochmals Höhe und Lage des Khan-Tengri und der bedeutendsten Gipfel in seiner Umgebung. Nach genauer Berechnung dieser, sowie der im Vorjahre durch Herrn Pfann von einer anderen Basis aus gemachten Bestimmung werde ich mit einem Vertrauen verdienenden Zahlenmaterial über Höhe und Lage des kulminierenden Gipfels hervortreten können.

Ich brach von Narynkol mit dem Gros der Expedition am 19. Juli auf, durchreiste das schon früher beschriebene Große Kap-kak-Tal, querte den Kap-kak-Paß und wandte mich sofort dem Oberlauf des Sary-dschaß zu, wo ich wenig unterhalb des Zungenendes des Semenow-Gletschers das Hauptlager aufschlagen ließ. Die erste und wichtigste Arbeit für mich war, Ersatz für den schwersten Verlust des vergangenen Jahres zu schaffen und das damals von einem hierfür vorzüglich geeigneten Standpunkt (4200 m) in der Nordumwallung des Tales aufgenommene, große, telephotographische Panorama des zentralen Tian-Schan in 12 Blättern im Format $^8/_{10}$ engl. = 20½—25½ cm neu zu machen. Nach Ablauf einiger Tage Regenwetters gelang diese Arbeit, begünstigt durch Windstille und klare Atmosphäre vorzüglich.

Inzwischen war Herr Keidel, von seiner Basis aus herauf triangulierend, ebenfalls im Hauptlager eingetroffen und begann alsdann das Dreiecknetz weiter über den Semenow-Gletscher zu legen; er vollendete diese Arbeit, welche zuletzt durch schlechte Witterung gerade am obersten Teile des Gletschers sehr erschwert wurde, in neun Tagen. Das topographische Detail wurde durch photogrammetrische Aufnahmen gesichert. Diese Zeit be-

nutzte ich zur genaueren Untersuchung des Gletschers und seiner hauptsächlichen Zuflußgletscher. Von einem etwa 20 Werst am Gletscher aufwärts, zwischen zwei Moränenseen der rechten Ufermoräne gelegenen Biwak aus (3950 m) drang ich in ein nach O ziehendes, weites Eistal und erstieg den in seinem Schlusse eingetieften, breiten Firnsattel (ca 4400 m), welchem ich im Vorjahr schon bei Begehung des westlichen Bayumkol-Gletschers nahe gekommen war (siehe S. 29); er vermittelt die Verbindung mit dem obersten Firngebiet des letztgenannten Gletschers, und ich nenne ihn dementsprechend »Bayum-kol-Paß«. Die ausnahmsweise günstige Beschaffenheit der Firndecke veranlaßte mich, auch eine im N des Paßeinschnitts aufragende, ca 4700 m hohe Firnkuppe zu ersteigen. Von beiden Höhen aus bot sich mir eine willkommene Ergänzung der im Vorjahr gemachten Beobachtungen über den Bau der Umrandung des Bayumkol-Tals, des Semenow- und Muschketow-Gletschers, die in mehreren Panoramen aufgenommen wurde.

Von einem Biwak auf der Mittelmoräne des Hauptgletschers (3800 m), etwa 16 Werst vom Zungenende entfernt, führte ich sodann die Ersteigung eines ungefähr 4800 m hohen, am Südrand des Semenow-Gletschers stehenden Gipfels aus, der besonders günstig für die Beobachtung des Südwestabfalls der Khan-Tengri-Pyramide gelegen ist und lehrreichen Einblick in den Bau der großartigen Berggruppen gewährte, die dem Khan-Tengri im SW unmittelbar vorlagern, sowie in die in der Nähe einmündenden, seitlichen Eistäler des Hauptgletschers. Mit dem auf die bedeutende Höhe gebrachten, großen Apparate konnte eine Anzahl instruktiver Teleaufnahmen gemacht werden.

Der bedeutendste Zufluß, den der Hauptgletscher aus S empfängt, kommt aus einem 3/4 Werst breiten Eistal, das gerade dort einmündet, wo die Achse des Hauptgletschers am weitesten gegen S ausbiegt; infolgedessen dringt dieses Seitental am tiefsten in die im S aufragende, gewaltige Bergkette ein. Der Vorstoß in dieses Tal und die Erreichung einer Lücke (ca 4600 m) im Eiswall seines Westrandes vermittelte mir daher Orientierung über den Bau der vom Unterlauf des Hauptgletschers abzweigenden, lateralen Eistäler, die sich in starker Krümmung von S nach O wenden und hierdurch zwischen Semenow- und Muschketow-Gletscher eingeschaltet sind. Großartig ist die eisige Umrandung dieses Tales, nirgendwo auch nur der kleinste Fleck aperen Felsens zu bemerken. Auf diesen und anderen Kreuz- und Querzügen am Eise des Semenow-Gletschers gewann ich eine ziemlich genaue Kenntnis dieses zentral gelegenen Firnbassins und seines Zusammenhangs mit den es umgebenden Tälern. Ich konnte aber noch immer keine unzweifelhafte Antwort auf die Kardinalfrage erhalten: Aus welchem Tale erhebt sich der Khan-Tengri?

Der Muschketow-Gletscher.

Nachdem Herr Keidel seine Arbeiten am Semenow-Gletscher beendigt hatte, trat er am 7. August die Heimreise an, da ihn seine Militärangelegenheiten ins Vaterland zurückriefen. Ich setzte die Forschungsreise allein weiter und begab mich in das Adür-tör-Tal. Die nächste Aufgabe war die vollständige Begehung des Muschketow-Gletschers, seine Aufnahme und die Feststellung seines Zusammenhangs mit den benachbarten Gletschern. Im Verlauf einer Woche konnte diese Aufgabe erledigt werden. Hierbei wurde ein 4700 m hoher Gipfel am Nordrand des Gletschers erstiegen, von dessen Höhe aus ein die großartige Umwallung wiedergebendes Panorama aufgenommen wurde.

Vom Muschketow-Gletscher kann ich hier nur in flüchtiger Weise einige elementare Züge anführen. Nach meinen Bestimmungen hat er von seinem Zungenende, das bei



3480 m, also etwa 120 m tiefer liegt, als das des Semenow-Gletschers, bis zu seinem Ursprung an der Hochfirnmulde des Semenow-Gletschers eine Länge von ungefähr 20 Werst, ist also um vieles länger, als ihn Ignatiew schätzte (8 Werst). Die Bedeckung des Gletschers mit Schuttmassen ist im vorderen Teile so dicht, daß dort kaum ein Stückchen Eis zutage tritt. Erst nach 5—6 Werst wird das Eis frei; seine Oberfläche ist sehr höckerig und außergewöhnlich zerrissen, sowie von Schnee entblößt. Im letzten Drittel, im Oberlauf jedoch, wird die Eisdecke ziemlich geschlossen und trägt eine schwache Schneedecke. Das Gesamtgefälle des Gletschers ist zwar gering, doch immerhin bedeutender, als das des Semenow-Gletschers. Wie bei diesem kommt der Hauptbach nicht aus dem Zungenende, sondern wegen der seitlichen Neigung der Gletscherdecke nach N, — ich habe die Ursache schon S. 17 erwähnt, — aus dem mauerartigen Abfall der Nordseite. Zwischen diesem und dem Bergwall zur Seite zieht ein tiefer Graben entlang, zum Teil vom reißenden Gletscherbach durchströmt. Das Berggehänge ist dort fast schneefrei, von Schutt und Trümmern gänzlich bedeckt und an seiner Basis entlang zieht, wenigstens 12 Werst weit in die Region des Eises hinein, ein unregelmäßiger, öfters unterbrochener Gürtel von Graspolstern mit schöner Hochalpenflora. Dieser ganze, von keinem Taleinschnitt durchbrochene nördliche Talwall trägt nur auf seinem höchsten Kamme und auf den Gipfeln den Schmuck von Firn und Eis. Hingegen ist der den Gletscher im S begrenzende, zwischen ihm und dem Inyltschek-Gletscher aufragende Scheidewall eine geradezu wundervolle, selbst die Südumwallung des Semenow-Gletschers an Höhe und Formenreichtum wesentlich übertreffende Kette von Eisgipfeln, in deren Bau nur selten ein Stückchen Fels zutage tritt. Manche dieser Gipfel zählen zu den prächtigsten und höchsten des zentralen Tian-Schan; ihre Höhe wurde sowohl von der Pfannschen, als von der Keidelschen Basis aus bestimmt. Aus Hochtälern zwischen den einzelnen Gipfeln ziehen ungemein steile und zerborstene Gletscher herab, die mit schön geschwungenen Endzungen in den Hauptgletscher einmünden und auf dessen Eisdecke so stauend einwirken, daß große Unregelmäßigkeit und Zerrissenheit ihrer Oberfläche die Folge ist. Im mittleren Teile des Gletschers sind 15—20 kleinere und größere Eisseen von durchweg grüner Färbung ganz unregelmäßig verteilt. Der Gletscher besitzt bis zur Hälfte seines Laufes eine durchschnittliche Breite von 1 Werst, erweitert sich dann allmählich und erreicht in seinem letzten Drittel eine Breite von 3—4 Werst. Dort ist er vom Semenow-Gletscher, resp. dessen Seitentälern nur mehr durch jenen schon S. 21 besprochenen, breiten, von stumpfen Firnkuppen gekrönten, niederen Wall getrennt, über welchen der Muschketow-Paß (ca 4400 m) hinweg führt. Dieser Wall läuft allmählich in das beiden Gletschern gemeinsame Firnbassin aus, das in keinerlei Beziehung zum Khan-Tengri steht, und in diesem Sinne sind alle bisherigen Annahmen zu berichtigen. Riesig hohe Gebirgswälle sind zwischen ihm und dem Khan-Tengri aufgerichtet, was übrigens schon aus den Ergebnissen der Forschungen des Vorjahrs hervorgegangen war. Die Gesteine, welche die Umwallung bilden, sind die gleichen wie am Semenow-Gletscher: eine unregelmäßige Folge von dunklen Tonschiefern, chloritischen Schiefern, dunklen und hellen, von infolge starker Pressung nicht mehr bestimmbaren Fossilien erfüllten Kalken, wechselt mit Gneis, Granit, dunklen Tonschiefern anderen Charakters und hellen, gebänderten Marmoren. Der Wechsel ist häufig, aber leider sind keine Lagerungsverhältnisse erkennbar. Drüben am Semenow-Gletscher liegt die ganze Serie unter Firn und Eis völlig begraben, hier wird sie überall, wo Schnee und Firn zurücktritt, von einem Chaos von Schutt und Trümmern überlagert.

Auch in diesem Tale, wo ich die Gipfelpyramide des Khan-Tengri in so herrlicher Gestalt zu sehen bekam, erlangte ich keine volle Sicherheit über die Lage des Berges;

höchstens wurde ich noch mehr in der Annahme bestärkt, daß seine Basis im Inyltschek-Tal zu finden sein müsse. Von allen großen Gletschern des zentralen Tian-Schan, welche ich besucht habe, ist der Muschketow-Gletscher der einzige, der unverkennbare Anzeichen neuerlichen Rückgangs zu Schau trägt.

Nochmals zum Inyltschek-Gletscher und seine Begehung bis zum Fuße des Khan-Tengri.

Das nächste Ziel war das Inyltschek-Tal. Mit den Verhältnissen des unwirtlichen Tales diesmal vertraut und darauf vorbereitet und eingerichtet, mit der unentbehrlichen Anzahl tüchtiger Träger versehen, hoffte ich in diesem Jahre erfolgreicher dort arbeiten zu können. als im Vorjahr. Die Entscheidung, ob es möglich sein würde, der Basis des Khan-Tengri nahe zu kommen, hing hiervon ab.

Ich hatte, wie früher berichtet, im Vorjahr mit Herrn Pfann von dem zwischen Tüs-aschu und Sary-dschaß gelegenen Hochplateau Tur aus, die Pyramide des Khan-Tengri mehr aus ihrer Umgebung herausragen sehen, als von irgend einem anderen, wenn auch höher gelegenen Punkte aus. Da ich in der Umwallung jenes Plateaus einen noch günstigeren Platz für den Einblick in die um den Khan-Tengri gruppierten Ketten zu finden hoffte, schickte ich die Karawane auf dem Talweg in das Tüs-aschu-Tal, während ich mich mit wenigen Leuten nach W wandte. Ich überstieg die stumpfe Umrandung des mittleren Adür-tör-Tals und das sie krönende Plateau, querte das Hochtal Dscham-tama, überstieg seinen Westrand und gelangte hinab in die tief eingerissenen Quelltäler des Kuskun-ya-Flusses. Dieser und das vorgenannte Tal sind in den Karten nicht eingezeichnet (schon S. 22 hervorgehoben); sie nehmen ihren Ursprung im SO und SSO in den hochgelegenen, weiten, flachen Firnmulden, welche zwischen der Südumrandung des Muschketow-Gletschers und der Nordkette des Inyltschek-Tals eingebettet sind und münden nach N zum Sary-dschaß ein.

Im Hintergrund des Kuskun-ya-Tals erstieg ich eine ca 3750 m hohe Kuppe und sah dort die Gipfelpyramide des Khan-Tengri im O vor mir, gerade aus den sie umgebenden Ketten mächtig herausragen. Man konnte das schwarze Band, das am Fuße des eigentlichen Gipfelbaues um dessen West- und Nordwestflanke herumläuft, das ich übrigens schon von anderen Punkten aus, zum Teil, gesehen hatte, hier vollkommen überblicken und dicht daneben einen breiten, schwarzen Rücken beobachten; beide hoben sich auf das schärfste von dem hellen Gestein der Gipfelpyramide ab. Es gelang mir erst später, den Charakter dieser schwarzen Zwischenlagerungen zu erkennen. Im NO des Khan-Tengri erblickte ich zum erstenmal einen spitzen Firngipfel, der offenbar höher war als selbst die im Winkel zwischen Bayumkol- und Semenow-Gletscher ragenden Riesen. Dieser Gipfel schien sich in einer vom Khan-Tengri nach ONO ausstrahlenden Kette zu erheben. Demnach mußte man annehmen, daß zwischen dieser und einem parallel hiermit ziehenden Gebirgszug ein Tal einschneide, das, am Fuße des Khan-Tengri seinen Ursprung nehmend, in der Richtung jener Kette und sodann nach O oder SO verlaufe. In diesem Falle drainierten überhaupt die Firnfelder des kulminierenden Gipfels möglicherweise gar nicht nach W, und es konnte somit nutzlos sein, sich dem Gipfel aus dieser Richtung nähern zu wollen. Aber falls wirklich ein Tal jene ungeheuren Firnmassen in



östlicher Richtung drainieren sollte, wo konnte, nach den Ergebnissen aller meiner Wanderungen, ein solch bedeutender Wasserlauf ausmünden, wie er diesen Verhältnissen entsprechen müßte? Im nördlichen, wahrscheinlicher im südlichen Musart-Tal? Dort müßte mir jedoch ein solch bedeutender Zufluß aufgefallen sein. Findet aber dennoch eine Drainage nach W statt, geht sie dann durch den Kanal des Inyltschek oder durch den des noch südlicher vom Khan-Tengri gehenden, großen Paralleltals Kaündü? Dies waren die Fragen, welche sich mir aufdrängten. Man gewahrt eben wohl von allen Seiten die Riesenpyramide des kulminirenden Tian-Schan-Gipfels, man sieht sie ungefähr 1000 m über alle sie umgebenden Ketten herausragen, ohne daß man jedoch bei der mangelhaften Beschaffenheit aller vorhandenen Karten zu sagen vermöchte, aus welchem der vielen divergierenden Täler sie sich erhebt. So neigte sich denn mein zweiter Sommer im Tian-Schan seinem Ende zu und über das Hauptproblem lag noch immer der Schleier des Rätselhaften. Von der Möglichkeit, den Inyltschek-Gletscher bis zu seinem Schlusse zu begehen, konnte die Lösung des Rätsels abhängen.

Nachdem ich den Riesengipfel und die ihn umgürtenden Ketten telephotographisch aufgenommen hatte, stieg ich tief zum Westzweig des Kuskun-ya-Tals ab, fast ebenso hoch zum Plateau Tur empor, machte dort ergänzende Aufnahmen und eilte dann hinab in das Tüs-aschu-Tal, wo ich wieder mit der Karawane zusammentraf. Im Kuskun-ya-Tal konnte ich den Durchbruch von Diabasgestein feststellen, welches die durchdrungenen Kalke rot gebrannt und gefrittet hatte, ganz wie ich es am nahen Tüs-aschu-Paß im Vorjahr beobachtet hatte.

Die Karawane überschritt den Tüs-aschu-Paß, welchem ich, als dem kürzesten Übergang in das Inyltschek-Tal, auch diesmal den Vorzug gab, nicht ohne Schwierigkeit. Nur dem heroischen Zusammenhelfen der Leute war es zu danken, daß kein schlimmer Unfall auf dem sehr schlecht beschaffenen Paßgletscher sich ereignete. Auf der Südseite des Passes wurden wir, noch hoch oben, zwei Tage durch Schneestürme aufgehalten, ehe der Abstieg in das Tal möglich war. 3 Werst unterhalb des Gletscherendes ließ ich, diesmal am rechten Ufer, das Hauptlager aufschlagen.

Die schwierige Aufgabe, den Riesengletscher zu durchmessen, wurde sofort in Angriff genommen, indem ich zunächst etwa 10 Werst weit aufwärts am Gletscher ein Proviantdepot errichtete und dann das Hauptlager etappenweise vorschob. Infolge der großen Hindernisse, welche das schon S. 25f. beschriebene, der Eisdecke aufgelagerte Schuttgebirge bereitete, machten wir im Unterlauf des gewaltigen Eisstroms nur langsame Fortschritte. Zum Verständnis des Folgenden muß ich hier, wenn auch nur in ganz kurzen Worten auf die im Vorjahr gemachten Beobachtungen zurückkommen: Sobald man etwa 3 Werst am Gletscher zurückgelegt hat, sieht man eine hohe, breitmassige, dunkle Felswand weit hinten mitten im Eisfeld aufragen, das hierdurch in zwei Äste zerlegt wird, einen schmäleren, nördlichen und einen viel breiteren, südlichen. Daß diese Wand nicht etwa die Steilfläche eines isoliert aus dem Gletscher emporragenden Berges sein konnte, zeigte sich schon bald, indem man hinter ihrer Scheitelhöhe noch einige hohe, befirnte Kuppen aufragen sah. Die Wand war demnach als das jäh abbrechende Ende eines Gebirgszugs anzusehen, der irgendwo aus der Talumwallung des Inyltschek-Gletschers abzweigt und nach SW in die weiten Eisgefilde vorspringt. Geht man etwa eine halbe Werst weiter, so erblickt man, im Sinne des Anstiegs links von der dunklen Wand, weit hinten die Gipfelpyramide des Khan-Tengri, ohne daß man jedoch mit Sicherheit zu schätzen vermöchte, wie weit entfernt sie sei, und aus welchem Gebirgszug sie ansteigt. Das interessante Bild verschwindet schon nach einigen hundert Schritten. Immerhin lag die Wahrscheinlichkeit nahe, daß man, falls es gelänge, in den nördlichen Zweig des Gletschertals einzudringen, der Basis der Gipfelpyramide nahe kommen müsse, sei es, daß sie dort im Talschluß sich erhebt, in der Wasserscheide,

oder in einem einschneidenden Seitental. Hierauf baute ich meinen Plan und war der Zuversicht, daß er gelingen müsse, wenn nur das Wetter sich nicht feindlich erweisen würde. Daß man den Khan-Tengri auch von weiter draußen, an einer Stelle im oberen Mittellauf des Inyltschek-Tals aber sehen könne, wußte ich damals noch nicht; es hätte auch nichts genützt, denn die Ansicht von dort läßt wegen der eigenartigen Verschiebung der Gebirgsverzweigungen keinen sicheren Schluß auf die Lage des Berges zu.

Zunächst schob ich das Lager am orographisch linken Gletscherrand soweit hinauf (ca 16 Werst vom Zungenende), daß es sich dem Südabfall des Zwischenzugs gerade gegenüber befand. Hier erst konnte man sehen, daß dies ein breitmassiges, sehr bedeutendes Gebirge sei, ein geschlossener Zug, welcher offenbar nur aus der den Talschluß bildenden Gebirgskette, dem nach O streichenden Hauptkamm, abzweigen könne. Der plateauförmigen Krönung dieses mächtigen Zuges sah man einige schroffe, hohe, befirnte Kuppen entragen, vom Khan-Tengri aber vermochte man hier nichts mehr wahrzunehmen.

Das Material, das diesen großen Zwischenzug aufbaut, ist das gleiche, wie das der Hauptuferketten des Gletschers: Zunächst noch eine schmale Zone chloritischer und sericitischer Schiefer verschiedenartiger Ausbildung, dann dunkle und farbige, mannigfach veränderte, außerordentlich verpreßte und ausgewalzte Tonschiefer, helle und dunkle Kalke, plattige, tonig-sandige Schichten, deren Charakter und Farbe beständig wechseln, wiederum dunkler Kalk und endlich weißer und gebänderter Marmor. Der ganze, ungeheure Schichtenkomplex zeigt bei aller Klarheit der Anordnung des Ganzen, im Einzelnen die größten Unregelmäßigkeiten, Störungen und ungeheure Zerrüttung. Altkristallines Gestein ist weder im Mittelmassiv, noch in den Uferketten wahrnehmbar. Die Kalke sind stark verändert; man gewahrt in manchen Bänken sehr zahlreiche, in Silikate verwandelte Organismeneinschlüsse, aber nichts genau Erkennbares. An den Mündungen einiger Seitentäler vermochte ich jedoch in den dort vom Eise herausgetrifteten Kalkfragmenten einige als unterkarbonisch bestimmbare Fossilien zu finden.

Das Eistal hat dort, wo es vom Mittelzug noch nicht geteilt ist, eine Breite von 4—4½ Werst und wird weiterhin, wo es von Schuttmassen nicht mehr bedeckt wird, seiner Länge nach von fünf Moränen in paralleler Anordnung durchzogen. Auch in diesen gewahrt man keine Fragmente von altem Tiefengestein mehr. Um so befremdender ist eine ganz drüben am linken Uferrande, dem entlang unser Anstieg geführt hatte, ungemein mächtig auftretende Granitmoräne; sie besteht ausschließlich aus oft geradezu kolossalen Blöcken hellen Granits von verschiedener Ausbildung und Pegmatits. Fast vom Gletscherende bis hierher, also wenigstens schon 15 Werst, bildet sie den linken Rand des Gletschers und ist überhaupt von dessen sämtlichen Moränenzügen weitaus der mächtigste. Es erschien rätselhaft, woher diese Granitmassen herbeigetriftet werden, da hier im Tale nirgendwo Granit ansteht.

Vom Lager am linken Gletscherrand, wo die der Nordseite zugewendeten Hänge der alten Ufermoräne, obwohl so weit in die Eiszone hineinragend, noch immer eine dichte Grasdecke tragen, wurde nun versucht, in das Eistal des nördlichen Gletscherarms einzudringen. Da, wo die Mittelkette das ungeheure Eisfeld teilt, ist es infolge der Stauung an den Felsen sehr uneben und ungemein zerklüftet. Die Überschreitung war schwierig und als man sich endlich dem Eingang des Eistals näherte, da stand man plötzlich vor einer, wegen der aus Kämmen und Furchen bestehenden Eisdecke bisher nicht wahrnehmbaren, weiten Senkung, ausgefüllt von einem Eissee (Niveau ca 3600 m), aus dessen blauen Fluten tausende kleiner, mannigfach geformter Eisberge und Schollen herausragten, ein prachtvoller Anblick!

Der See breitet sich auf eine Werst bis hinüber zum anderen Ufer, wo ein un-



beschreiblich kühn geformter, sehr hoher Eisgipfel, der dem Scheidekamm zwischen Muschketow- und Inyltschek-Gletscher entragt, das herrliche Bild abschließt. Die Bewunderung machte indes bald der Enttäuschung Platz. Der See erwies sich an beiden Ufern von etwa 1200 m hohen, prallen Felswänden umschlossen, an die er sich dicht anschmiegt. Versuche, diese Wände zu durchklettern und so den See zu umgehen, wurden sowohl am Nord-, als am Südufer gemacht, schlugen jedoch fehl. Etwa 4 Werst dehnt sich der See in das ungefähr 1 Werst breite Gletschertal hinein, dessen Eisdecke anscheinend der Überschreitung keine Hindernisse geboten hätte. Wegen der nach N gerichteten Ausbiegung des südlichen Talrandes konnte der Khan-Tengri auch hier nicht erblickt werden; allein man sah doch ganz im Hintergrund des langen Eistals, oder noch weiter hinten, den blendend weißen Pik Semenow aufragen. Da wir aber den Khan-Tengri stets im SW des genannten Gipfels gesehen hatten, war nun kein Zweifel mehr, daß man beim Durchschreiten dieses Gletschertals zur Basis des Khan-Tengri gelangen müsse. So lag denn das lang ersehnte und erkämpfte Ziel ganz nahe und konnte dennoch nicht erreicht werden. Der Mißmut hierüber war begreiflicherweise groß.

Die einzige Möglichkeit in das Tal einzudringen, hätte eine Übersteigung der südlichen Uferkette, also der Mittelkette geboten. Hierzu wären zwei Tage erforderlich gewesen; auch hätte man dieses schwierige Unternehmen nie mit schwer beladenen Trägern durchführen können. Ohne einen Vorrat von Lebensmiteln und ohne die notwendigsten Lagergeräte war es aber nicht ratsam, in ein Gletschertal einzudringen, das sich anscheinend wenigstens noch 30 Werst weit nach NO zog. Dazu hätte der Nachschub von Proviant den gleich schwierigen Weg nehmen müssen, da wir im günstigsten Falle erst nach sechs Tagen hätten zurück sein können. Die Übersteigung mußte also unterbleiben, und somit schien mein Vorhaben abermals gescheitert, wie im Vorjahr. Daß man aber damals schon, wenn die Ersteigung des Firngipfels am Südrand des Muschketow-Gletschers nicht wenige Meter unter der Spitze infolge von Schneebruch gescheitert wäre, das Geheimnis des Khan-Tengri enträtselt hätte, war nun vollkommen klar geworden. Ungeachtet aller widerlichen Umstände jedoch, war ich fest entschlossen, die Sache noch nicht aufzugeben.

Um Aufschluß darüber zu erlangen, ob nicht etwa die Basis des Tian-Schan-Beherrschers auch aus dem südlichen Aste des Inyltschek-Gletschers zu erreichen sei, stiegen wir an einem 5000—5500 m hohen Gipfel so lange an, bis seine Schulter, eine Art Plattform (ca 4500 m) erklommen war. Diese vorspringende Kanzel bot mir einen vorzüglichen Standpunkt zum Überblick und zur telephotographischen und gewöhnlichen Aufnahme der ganzen, großartigen Umwallung des gewaltigen Eisbassins, mit der Mittelkette, dem Eissee usw. Ich muß hier hervorheben, daß die den Muschketow-Gletscher an seinem Südrand begrenzende Kette, also die nördliche Randkette des Inyltschek-Gletschers bildend, auch auf ihrer dem S zugewendeten Seite einen geschlossenen Firn- und Eismantel, wenn nicht wie auf ihrem Nordabhang von der Sohle bis zum Kammfirste, so doch bis zu halber Höhe herab, zur Schau trägt; in der Großartigkeit ihrer Bergformen macht sie auch von hier aus gewaltigen Eindruck. Von besonderem Werte war für mich die Wahrnehmung, daß weit hinten, wo der Gletscher nochmals eine scharfe Biegung nach NO beschreibt, der oberste Teil einer Firnpyramide sich zeigte, die nach Form und Beschaffenheit nur der Gipfel des Khan-Tengri sein konnte, daß man also auch durch das südliche Gletschertal zu seiner Basis gelangen müsse. Ferner ließ sich jetzt am Verlauf der die weiten Eisgefilde in Bogenlinien durchziehenden Moränen mit aller Sicherheit erkennen, daß am Bau des kulminierenden Gipfels und des höchsten Teiles des zentralen Tian-Schan überhaupt, altkristalline Gesteine nicht beteiligt sind. Die helle Granitmoräne, scharf unterschieden von den ihr benachbarten, dunkelfarbigen Moränen, ließ sich noch etwa 12 Werst weit hinauf am linken Eisrand verfolgen, wo sie bei der

Mündung eines Seitentals plötzlich aufhört. Die Granitmassen konnten also nur aus diesem Seitental herauskommen.

Um alle die beobachteten neuen Tatsachen genau festzustellen, den weiteren Verlauf des alle bisherigen Annahmen von seiner Ausdehnung weit übertreffenden Gletschers zu kartieren galt es nun weiter vorzudringen. Meine Vorräte waren jedoch beschränkt, die Entfernung von meiner Basis weit, der Weg dahin schwierig, die Witterung unsicher, schwankend. Die Sache mußte somit rasch durchgeführt werden. Mit einem gewaltsamen Vorstoß wurde das Lager gleich 20 Werst weiter am Gletscher aufwärts verlegt. Hier konnte ich den erschöpften Trägern Ruhe gönnen und wollte dann mit den beiden Tirolern allein weiter gehen.

Auf dem Wege von der Talgabelung aufwärts erreichten wir schon bald schuttfreies Eis, auf dem sich in ungleichen Entfernungen nur die dunklen Streifen der drei Mittel- und zwei Seitenmoränen von der hellen Fläche abzeichneten. In jeder dieser Moränen herrscht anderes Material vor: Die helle Granitmoräne am linken Ufer begleitete unseren Weg, wie erwähnt, nur noch etwa 12 Werst. Dort öffnet sich ein etwa 1 Werst breites, tief in den Gebirgswall eingeschnittenes Eistal mit völlig ebener Sohle. (Mündungsstelle ca 3850 m.) Großartig ist die eisige Umwallung dieses Tales, nicht ein Zoll breit Fels an ihr zu sehen, woher das Granitmaterial stammen könnte. Aber am Schlusse verflacht die Umrandung gänzlich, und man scheint fast eben in ein dahinter, entlang dem Inyltschek parallel ziehendes, großes Längstal gelangen zu können, d. h. beide Täler scheinen hier in Verbindung zu treten. Nach den mir zugegangenen Informationen, konnte ich dieses benachbarte Längstal damals nur für das Kaündü-Tal halten. Auffällig und schwer zu erklären blieb allerdings die Wahrnehmung, daß unmittelbar westlich vor der Lücke des Granit führenden Seitentals aus der Scheidekette zwischen den beiden Haupttälern ein von einem großen Firnplateau gekrönter Rücken in den Gletscher des nächsten Paralleltals hinaustritt. Mein Standpunkt war zu niedrig, um den Lauf dieses Rückens weiter als ein kurzes Stück verfolgen zu können, und ich sollte daher erst im Kaündü-Tal erfahren, welche Rolle ihm zukommt. Da die gewaltigen Granitmassen — die Moräne hat im Haupttal schon eine Länge von ca 26 Werst — ausschließlich durch dieses Seitental herauskommen, mußte ich auf die Existenz eines großen Granitmassivs im Paralleltal schließen. In der folgenden Moräne herrschen hellgraue Kalke vor; in der nächsten dunkle Schiefer, vermischt mit Marmor, in der vierten fast nur Marmor, zum Teil Blöcke von riesigen Dimensionen, und in der rechten Seitenmoräne endlich dunkle Eruptivgesteine, von denen gleich mehr die Rede sein wird. Aus der Absonderung des Gesteinsmaterials war zu entnehmen, daß jede dieser Moränen ihren Ursprung in einer Gebirgsbucht nimmt, wo ein bestimmtes Gestein vorherrscht.

Der Hauptgletscher, der bisher schon eine Breite von mehr als 3 Werst hat, verbreitert sich hier auf etwa 4 Werst. Die rechte Uferkette, der talteilende Mittelzug, ist durch keinerlei Quertalbildung zerschnitten, nur durch Hochschluchten zerfurcht. Drüben am linken Ufer jedoch mündet Tal auf Tal ein, manche davon großartig ausgestaltete Eistäler. Durch die Pressung der einmündenden Seitengletscher ist drüben die Eisdecke des Hauptgletschers chaotisch aufgestaut, zerrissen und zerklüftet. Wir wurden nach rechts gedrängt, wo die Spalten zwar auch nicht fehlen, aber umgangen werden können. Das Eis war hier hauptsächlich durch ungleiche Abschmelzung, Folge der ungleichartigen Schuttbedeckung, und durch Erosion der Gletscherbäche gebirgig gestaltet. Im rechten Ufergebirge sah man jetzt ausgedehnte Wände fast schwarzen Eruptivgesteins, sich in langer Reihe haarscharf von den hellen Schiefern und Marmorhängen abheben; es sind Einlagerungen eines stark metamorphen Gesteins. Zweifellos sind sie auch am anderen Ufer, am

Südrand mächtig entwickelt, und ich konnte dies an einzelnen Stellen auch wahrnehmen; allein die kaum unterbrochene Firn- und Eisdecke des nach N gekehrten Gehänges verhüllt dort das meiste. Von dem Formenreichtum und der Pracht der in diesem ununterbrochenen, südlichen Talwall aufragenden Gipfelbauten kann man sich kaum eine zutreffende Vorstellung machen; er ist von sehr beträchtlicher Breite und durch muldenförmige Hochtäler in mehrere Äste zerteilt.

Nach der Höhe der sehr zahlreichen Gletschertische zu urteilen, meistens aus großen, weißen Marmorplatten bestehend, betrug die gesamte sommerliche Abschmelzung des Eises nicht mehr als 1—1¼ m, ein Betrag, welchen der in dieser Region 7—8 Monate währende Winter leicht ersetzt. Die höchstens drei Monate dauernde Sommerzeit, die ungeheure Ausdehnung des Gletschers, sein geringes Gefälle — nur 26 m pro Werst — die außerordentlich großen Schneevorräte auf der Umrandung des obersten Firnbeckens, endlich die dichte Schuttbedeckung seines Unterlaufs erklären die Stabilität dieses Eisstroms.

Auf dem Vorstoß, den ich, begleitet von den beiden Tirolern, vom letzten Hochlager aus unternahm, mußte es sich entscheiden, ob ich den Khan-Tengri erreichen solle. Schon nach wenigen Werst aufwärts betraten wir geschlossenes Eisterrain, das nur ganz mäßig ansteigt und von einer festgefrorenen, nahezu ebenen Schneedecke bedeckt war. Diese Umstände erlaubten uns sehr rasches Vordringen auf dem hier ungefähr 3 Werst breiten, tief ins Herz der Eisgebirge ziehenden Gletscher. So weit das Auge reichte, alles blendende Weiße; nur aus der rechten Uferwand springt ein hohes, dunkelfelsiges Kap weit in die polare Landschaft vor und verbirgt, was hinter ihm liegend vermutet wurde, den lange gesuchten Khan-Tengri. Auch die linke Uferkette nimmt nördlich von dem granitführenden, breiten Quertal mehr und mehr die Gestalt eines Massivs an, das durch eine Serie von Hochmulden und Hochtälchen zu einem ungemein mannigfaltigen Relief zerlegt ist. Außerordentliche Mengen von Firn sind dort aufgespeichert und malerische Gletscher fließen daraus zu Tale. Der scheinbar Talschluß bildende Eiswall gliedert sich in zwei, zunächst parallel ziehende Ketten, von denen sich jedoch bald die eine nach O, die andere nach OSO wendet. Auch hier, wie so häufig im Tian-Schan Doppelstruktur.

Wir hatten nun fast fünf Stunden lang im schärfsten Tempo das Eisfeld überschritten, die Gebirge der Umwallung fingen an zu verflachen, die seitlichen Eistäler wurden kürzer, breit, weit ausgerundet an ihrem Schlusse, und noch immer deckte das dunkle Kap geheimnisvoll den spähenden Blicken das Rätsel des Khan-Tengri. Da begann plötzlich etwas Weißes sich hinter der schwarzen Kante des Kaps vorzuschieben, noch nichts Bedeutendes, aber mit jedem Schritte vorwärts nahm das Weiße größere Dimensionen, gewaltigere Form an. Eine sonnenbeglänzte Firnspitze erschien hoch oben, kolossale, weiße Marmorflanken schoben sich heraus. Noch wenige Schritte weiter, und eine ungeheure Pyramide war frei geworden, bald auch ihre Basis. Der Riesenberg, der Beherrscher des Tian-Schan zeigte sich jetzt meinen entzückten Blicken in seiner ganzen, nackten Größe, von dem im Eise des Gletschers wurzelnden Fuße bis zu seinem, von ziehenden, sonnendurchleuchteten Nebeln umspielten Haupte. Nicht die geringste Vorlagerung verdeckte mehr etwas von dem so lange geheimnisvoll versteckten Fuße des Berges. Unmittelbar an seinem Südfuß befand ich mich und betrachtete staunend, bewundernd, forschend die nackte Gestalt. Die Spannung der letzten Wochen, bis zur Unerträglichkeit in den letzten Tagen gesteigert, war mit einemmal gelöst, das ängstlich mit aller Kraft des Denkens und Wollens erstrebte Ziel erreicht. Was ich empfand, entzieht sich der Schilderung.

Ich kenne keinen bedeutenden Berg, der so völlig ununterbrochen, so in einem Gusse, ohne jegliche Vorlagerung von Scheitelhöhe zu Tale geböscht ist, als diesen, möchte jedoch gleich hervorheben, daß, wie gewaltig der Eindruck auch war, er doch nicht der Bedeutung

entsprach, welche die einsame, alle anderen Gipfel so mächtig überragende Höhe des Khan-Tengri erwarten ließ. Ich stand zu nahe an seinem Fuße und zu niedrig, um nicht die Umrißlinien der gigantischen Pyramide in allzu starker Verkürzung zu sehen. Die am Gletscher von mir erreichte Höhe beträgt 4500—4600 m, und wenn der Gipfel des Khan-Tengri 7200 m erreichen sollte, so verteilte sich die Höhendifferenz von 2600—2700 m für mich auf einen allzu kurzen Gesichtswinkel. Dies muß natürlich noch stärker in den von mir an dieser Stelle gemachten photographischen Aufnahmen zur Geltung gelangen. Um die majestätische Gestalt des Herrschers richtig zu würdigen und im Bilde festzuhalten, müßte man in der etwa 2½ Werst entfernt dem Berge gegenüberliegenden Südumwallung des Gletschers einen hochgelegenen Punkt ersteigen. Dazu hätte es aber besonderer, von langer Hand getroffener Vorbereitungen und namentlich beständigen Wetters bedurft. Dieses war aber damals schon seit einiger Zeit recht unbeständig; jeden Nachmittag gab es Schneesturm und ein solcher war offenbar schon wieder im Anzug.

Der kulminierende Gipfel des gesamten Tian-Schan erhebt sich somit nicht im Hauptkamm, ist kein Gebirgsknoten und alle bisherigen Vorstellungen von der Rolle, welche ihm im Tian-Schan-System zukommt, müssen aufgegeben werden. Aus dem Hauptkamm heraus, nach SW weit vorspringend, tritt der den Inyltschek-Gletscher in zwei Täler spaltende Nebenast, auf dem sich die Gipfelpyramide erhebt[1]). Zwischen ihm und dem bis jetzt für das Auge Talschluß bildenden Teile des Hauptkamms zieht der südliche Gletscher in einem sich nunmehr wesentlich verengenden und gleichzeitig steiler ansteigenden, etwas gewundenen Tale weiter nach NO. Ich vermochte den Schluß dieses Tales nicht zu sehen; hierzu hätte ich noch mindestens 6 Werst weiter aufwärts dem Hauptgletscher folgen müssen, wozu schon die Zeit fehlte und auch das zusehends drohender sich gestaltende Wetter verbot es. Ich hatte bis zum Fuße des Khan-Tengri 53 Werst auf dem Gletscher zurückgelegt, und bis zum Eingang seines obersten, dort scharf nach NO gewendeten, sich verengenden Eistals sind es, wie gesagt, ungefähr noch 6 Werst. Meiner Schätzung nach, die sich auf den Verlauf der Kämme stützt, muß aber das oberste Eistal noch mindestens 6—8 Werst weit gegen NO ziehen. Somit hat der Inyltschek-Gletscher eine Gesamtlänge von 65—70 Werst, gegenüber 10—12 Werst, wie man seine Länge bisher geschätzt hat; er zählt demnach zu den größten kontinentalen Eisströmen. Den Zusammenschluß des den Khan-Tengri tragenden Astes mit dem Hauptkamm habe ich allen Grund, bei der sog. Marmorwand im Bayumkol-Tal anzunehmen, demselben Punkte, der auf allen Karten als Khan-Tengri bezeichnet ist. Jener Berg und nicht der Khan-Tengri ist somit der Knotenpunkt der Hauptverzweigungen des zentralen Tian-Schan. Da er nun einen Namen erhalten soll, wüßte ich seiner Bedeutung keinen entsprechenderen, als den des ersten Präsidenten der Kais. Russ. Geographischen Gesellschaft, Sr. Kaiserl. Hoheit Großfürst Nikolai Michailowitsch, der so lebhaftes Interesse an der Erforschung des Tian-Schan nimmt. Ich schlage daher vor, diesen Zentralgipfel Pik Nikolai Michailowitsch zu benennen.

Wie schon aus den vorhergegangenen Beobachtungen zu schließen war, muß nun auch die bisherige Vorstellung fallen gelassen werden, daß am Bau des Khan-Tengri Urgesteine beteiligt seien und alle Folgerungen, welche daran geknüpft wurden, sind gleichfalls hinfällig. Die höchste und innerste Region des Tian-

[1]) Es ist eine für den zentralen Tian-Schan geradezu typische Erscheinung, durch welche er sich, gleichwie in vielen anderen Beziehungen, wesentlich von den europäischen Alpen unterscheidet, daß die meisten seiner höchsten Gipfel ganz unabhängig von der Anordnung der Talnetze aufragen. Gerade die höchsten Gipfel stehen zum überwiegenden Teile, und im scharfen Gegensatz zu den in den Alpen herrschenden Verhältnissen, nicht an den Vereinigungspunkten mehrerer Kämme.



Schan wird, was meine bisherigen Beobachtungen schon erwiesen haben und alle folgenden noch bekräftigten, ausschließlich aus Sedimenten aufgebaut. Die Gipfelpyramide des Khan-Tengri besteht aus mehr oder weniger umgewandelten Kalken und aus geschichtetem Marmor; am Bau seiner Basis sind die gleichen Kalke und mannigfach veränderte, auch kristallinisch gewordene Schiefer beteiligt. In dieser Gesteinsserie zeigen sich als Einlagerungen mächtige Massen eines dunklen, metamorphen, anscheinend diabasischen Gesteins; aus solchem Gestein besteht das schon von einigen Reisenden aus der Ferne beobachtete schwarze, um die Pyramide herumziehende Band und der breite, dunkle Rücken, den man besonders an der Westseite daneben erblickt. Wie stark die umwandelnde Kraft bei der Berührung mit den Eruptivgesteinen gewirkt hat, zeigt sich daran, daß Kalke und Schiefer in der Kontaktzone tiefrot gebrannt und gefrittet sind. Über das Alter der Kalke werden die talauswärts in ähnlichen Kalken gefundenen Fossilien Aufschluß geben.

Wenn der Khan-Tengri somit keinem Tiefengestein seine Entstehung verdankt, wenn sein Baumaterial überhaupt dem seiner Umgebung gleicht, und wenn er sich endlich nicht im Vereinigungspunkt mehrerer Kämme erhebt, wie erklärt sich seine einzigartige Stellung, das Geheimnis seiner, alle Hochgipfel noch um 800—1000 m übersteigenden, einsamen Höhe? Schon im Mittellauf des Inyltschek-Tals läßt sich beobachten, daß, ungeachtet aller Störungen in den Einzelheiten, der gesamte Schichtenbau der Südumwallung im großen Ganzen — abgesehen von größeren oder kleineren Abweichungen, bald nach O, bald nach W — Südfallen, der Schichtenkomplex der Nordseite dagegen Nordfallen zeigt. Dies läßt sich sogar an den Rändern der den Inyltschek-Gletscher teilenden Mittelkette, ja am Bau des Khan-Tengri selber wahrnehmen. Es scheint demnach hier der Kern eines alten Gewölbebaues vorhanden zu sein, der infolge von Senkungen an der Peripherie — von ausgedehnten Bruchgebieten in dem Gebirge nördlich vom Inyltschek-Tal ist in diesem Bericht öfters die Rede gewesen, und solche wurden später auch im S beobachtet — geborsten, zusammengestürzt und abgetragen ist. Von dem Scheitel des alten Gewölbes ist nichts erhalten geblieben als der Gipfel des Khan-Tengri. So und nicht anders kann seine in dem weiten Tian-Schan-System isolierte Höhe erklärt werden, die — wenn man von vulkanischen Kegeln absieht — in ähnlich ausgedehnten Gebirgssystemen beispiellos ist. Ich muß mir versagen, auf dieses wichtige Thema hier näher einzugehen; dies wird im ausführlichen Bericht geschehen.

Gegenüber meinem Standpunkt am Fuße des Khan-Tengri öffnet sich im Südwall ein ungefähr 1 Werst breites Eistal, leicht ansteigend, an seinem Schlusse nur eine niedrige Schwelle zeigend. Über sie müßte man leicht in das nächste, große Paralleltal gelangen, das zweifellos einen dem Inyltschek-Gletscher ebenbürtigen Gletscher birgt, von dem bisher niemand Kunde besaß. Wäre man mit den nötigen Provisionen, Brennmaterial und der entsprechenden Zahl von Trägern versehen, so könnte man die Erforschung dieses unbekannten, großen Gletschers von hier aus unternehmen, ebenso die Begehung des Inyltschek-Gletschers bis zu seinem Schlusse und die genaue Erforschung seiner Umwallung. Bedenkt man jedoch, daß die Entfernung bis zur Basis Narynkol etwa 200 Werst, teilweise sehr schwierigen Weges beträgt, daß von dorther das meiste zu einem mehrwöchentlichen Aufenthalt in der Eisregion Nötige, auch für eine Anzahl von mindestens zehn Trägern herbeigeschafft werden müßte, so wird man begreifen, daß ein derartiges Unternehmen die Kräfte eines privaten Forschungsreisenden übersteigt. Vor allem wäre es einem solchen geradezu unmöglich, in dieser Gegend die hierfür nötige Zahl verlässiger, geübter und disziplinierter Träger anzuwerben; notwendig wären meiner Schätzung nach 20—25. Was man dort aber von leistungsfähigen, gebirgsgewandten Trägern allenfalls finden könnte, übersteigt die Zahl 10 nicht, und auch diese würden, wie es mir so oft

geschah, im entscheidenden Augenblick versagen; das Unternehmen wäre in Frage gestellt. Nur einer von der Kais. Russ. Geographischen Gesellschaft organisierten, von der Regierung unterstützten Expedition könnte es gelingen, ein solches Unternehmen durchzuführen. Da ich ohnedem hoffte, im weiteren Verlauf der Reise in jenes große Paralleltal von seinem Mittellauf aus eindringen zu können, bedauerte ich die hier versäumte Gelegenheit nicht; es stellte sich aber bald heraus, daß diese unbekannte Eisregion auch für mich verschlossen bleiben sollte.

Ich möchte hier noch einige kurze Bemerkungen über die Möglichkeit der Ersteigung des Khan-Tengri einschalten, da man irrtümlicherweise angenommen hat, die Absicht, diese zu unternehmen, sei der Hauptzweck meiner Expedition gewesen. Die stark vergletscherte Scheitelhöhe des Rückens, aus dem die Pyramide sich erhebt, schätze ich auf etwa 400 bis 500 m über meinem Standpunkt am Gletscher. An der Westbasis der Pyramide ist in dem Rücken ein von Firneis erfüllter Sattel eingetieft, aus dem ein steiler, jedoch noch gangbarer Gletscher zum Hauptgletscher herabfließt. Der Sattel ist also ohne größere Schwierigkeit erreichbar. Die absolute Höhe der Pyramide betrüge demnach (siehe S. 73) über dem Sattel noch 2100 m. Der Südgrat und die Südwand sind unangreifbar; ein geschlossener Eishang von furchtbarer Steile schließt jeden Gedanken an ihre Begehung aus. Etwas vertrauenerweckender sieht sich der felsige, mehrfach gebogene Südwestgrat an. Nimmt man den durchschnittlichen Neigungswinkel des Südwestgrats der Pyramide mit 45° an, ihre absolute Höhe über dem Sattel mit 2100 m und zieht die Krümmungen des Grates in Betracht, so dürfte etwas mehr als 3000 m Felsgrat zu durchklettern sein. Wenn ich nochmals hervorhebe, daß die ungeheure Pyramide nahezu gänzlich aus marmorisiertem Kalk besteht, bekanntlich diejenige Felsart, welche dem Kletterer die größten Schwierigkeiten bereitet und dazu bemerke, daß überdies die Schichtenköpfe stellenweise dachziegelartig aufeinander liegen, so kann sich der erfahrene Alpinist selbst ein Bild von den ihn bei einem Ersteigungsversuch erwartenden Schwierigkeiten machen. Kamine, die den Aufstieg erleichtern könnten, sind nicht vorhanden, Absätze und Terrassen, soweit sich dies von unten aus beurteilen läßt, sind bis wenig unterhalb des Gipfels kaum recht ausgeprägt; hingegen fehlt es nicht an mancherlei Komplikationen im Grate. Dennoch bietet der Weg über diesen noch immer mehr Gewähr für die Erreichung des Gipfels, als jede andere Anstiegsrichtung.

Ein Reisender, der vor einigen Jahren den Khan-Tengri aus dem Sary-dschaß-Tal, vielleicht auch von einem etwas näheren Standpunkt aus, beobachtet hat, hielt, abgesehen von dem großen Irrtum, in welchem er sich über die Zugangsrichtung zum Berge befand, die nur wegen ihrer enormen Steilheit von Schnee ganz entblößte Nordnordostwand und ihre stark vereisten, wohl mehr als 1500 m hohen Kamine für verhältnismäßig leicht ersteiglich. Dies trifft jedoch nicht zu. Wir haben jene Wand häufig und nahe genug vor Augen gehabt, und nach genauer Prüfung aller Einzelheiten ihres Baues waren sämtliche Teilnehmer der Expedition darüber einig, daß sie nicht die geringste Anwartschaft für einen erfolgreichen Aufstieg biete. Voraussetzung für jeden Angriff auf den Berg bildet natürlich die Möglichkeit, daß alles, was zu einem mehrwöchentlichen Aufenthalt in dieser schwer zugänglichen Eisregion nötig ist, dorthin gebracht werden kann. Was dies bedeuten will, wurde soeben hervorgehoben. Schließlich kommen noch die sehr prekären Witterungsverhältnisse in Betracht. Wehen, wie während meines Aufenthalts am Gletscher, täglich eisige Winde vom Tale herein, so würde sich das Klettern an den Felsen des Khan-Tengri von selbst verbieten. Meinen Beobachtungen am Fuße des Khan-Tengri wurde, kaum daß die unentbehrlichsten photographischen Aufnahmen ausgeführt werden konnten, durch zunehmende Trübung der Atmosphäre und darauf folgenden Ausbruch eines Schneesturms, ein allzu frühes Ende bereitet.



Über den Atschailo-Paß zum Kaündü-Gletscher.

Vom Hauptlager am Gletscherrand wanderte ich einige Tage später etwa 18 Werst talabwärts, wo man beständig, oft mehr als 300 m über Talsohle auf Terrassen der Talwände lagernde Reste alten Moränenschutts beobachten kann. Kurz bevor die alte Barre erreicht wird (siehe S. 25), mündet links aus einer engen Schlucht der stürmische Atschailo-Bach (Mündungsstelle ca 2800 m). Es ist bemerkenswert, daß dieses Seitental das einzige im Mittel- und Unterlauf des Inyltschek-Tals ist, welches im Sohlenniveau des Haupttals einmündet; alle anderen sind hängende Täler. Die tiefe Erosion wird durch den großen Wasserreichtum, das starke Gefälle bei kurzem Laufe und die zerrütteten und zersetzten Schiefer des Talwalls erklärt. Von den zwei Quellarmen kommt der eine aus O, der andere aus SO; beide entströmen bedeutenden Gletschern, welche von einer nach SO zwischen den Tälern Inyltschek und Kaündü sich erstreckenden, bisher unbekannten, etwa 18 Werst langen, formenreichen Kette stark vergletscherter Berge herabkommen. Dieser prächtige Gebirgszug erhebt sich im Mittel zu ungefähr 4400 m und seine höchsten Gipfel erreichen über 5000 m. Zwischen ihm und einem parallel verlaufenden, kalkigen Zuge, dessen nördlicher Teil das typische Bild eines schon zum größten Teile abradierten Gebirges bietet, liegt ein durchschnittlich 3 Werst breites und im Mittel etwa zu 3600 m sich erhebendes, von Alpenmatten bedecktes Plateau (Syrt), auf dessen kaum erkennbarer Scheitelhöhe (ca 3800 m) die Wasserscheide zwischen Inyltschek und dem nächsten Paralleltal, Kaündü, liegt.

In den bisherigen Karten ist, wie schon erwähnt, von allen den Tälern und Gebirgszügen, durch welche für einige Zeit meine Expedition sich nun bewegte, nichts zu finden. Meine Aufnahmen sind noch nicht ausgearbeitet, weshalb ich mich für jetzt auf Hervorhebung der wesentlichsten Züge der bereisten Gegend beschränke: Das erwähnte Plateau ist nichts weiter, als der Boden einer alten Firnmulde, von der einstens große Gletscher zu beiden Seiten etwa 8—900 m tief, der eine in das Inyltschek-Tal sehr steil, der andere weniger steil in das Kaündü-Tal hinabflossen. Dies ist beiderseits noch gut erkennbar, besonders schön auf der Inyltschek-Seite durch den Verlauf der alten Moränen. Gebirgsbildende Gesteine in dieser hohen Kette und weiterhin bis zum Kaündü-Tal sind stark umgewandelte, steil aufgerichtete Schiefer von sehr verschiedenartigem Aussehen, Phyllite, mehr oder weniger kristallinische Kalke, weißer Marmor und endlich Diabase. In dem ersten, aus O herbeiziehenden Quertal scheinen, wie man beim Aufstieg aus N sehen kann, die größten Gletscher dieser Kette und ihre höchsten Firngipfel zu liegen; ihre kühnsten Formen erreichen diese in der Nähe des Passes, wo an ihrem Fuße ein ansehnlicher Moränensee in das Grün der Alpenmatten sich erstreckt. Beim Abstieg zur Südseite sieht man mächtige Diabasstöcke, die schroffen Züge der Kalk- und Schiefermassen durchbrechen und öfters in wilden Zackengraten die höchsten Kämme bilden. In keinem der Täler des zentralen Tian-Schan, ausgenommen in unmittelbarer Nähe des Khan-Tengri, sah ich vulkanische Massen von so großer Ausdehnung und Mächtigkeit zutage treten, als am Oberlauf des Kaündü. Das Eruptivgestein zeigt hier sehr verschiedenartige Ausbildung.

Nahe seiner Mündung zum Kaündü verengt sich das von der Plateaumulde nach S auslaufende Tal zu ungangbarer, zwischen senkrechten Kalkmauern eingesägter Klamm. Der Weg führt daher über sehr steiles Gehänge des rechten Ufers zu bedeutender Höhe empor, wo das ganze Terrain mit großen Mengen von weißem Marmor und Kontaktschieferblöcken übersät ist. Ebenso steil geht es zum Kaündü hinab. Dieses Tal verdankt seinen Namen den seinem Unterlauf eigenen Birkenwäldern. Im Oberlauf, wo das Tal eine Breite

von $^1/_2$—$^3/_4$ Werst hat, werden die am Fuße der senkrecht abfallenden Kalkmauern des linken Ufers liegenden Schuttkegel von kleinen Beständen von Fichtenwald geschmückt. Da die Talachse häufig im Streichen der Schichten (N 40 O) verläuft, ist dort die dem schroffen Einfallen entgegengesetzte Seite eine Steilfläche. Dennoch besitzt die Umrandung des Tales nicht den großartigen Charakter derjenigen des Inyltschek-Tals. Die Ketten sind weniger hoch und nicht so formenreich. Von der Mündung des südlichen Atschailo-Bachs wanderten wir im Kaündü-Tal über eine flache, begrünte Terrasse am linken Ufer etwa 25 Werst talaufwärts zum Gletscherende, das auf einer Höhe von ca. 3250 m liegt.

Es war mir überraschend, auf dem ganzen Wege nicht eine Spur von Granit oder anderen, altkristallinen Gesteinen im Geschiebe des Flusses oder im Moränenschutt zu finden. Demnach zu schließen, konnte sich das mehrfach erwähnte Granitmassiv (S. 70 u. 72), dessen Trümmer auf dem Inyltschek-Gletscher hinabgetriftet werden, auch in diesem Tale, wo ich es bisher vermutet hatte, nicht befinden. Der Fluß besteht aus einem einzigen Arme, ist zwar ansehnlich, jedoch lange nicht so bedeutend, wie dies einem Gletscher von der ungefähren Ausdehnung des Inyltschek-Gletschers entsprechen müßte. Beides waren mir sichere Zeichen, daß das Kaündü-Tal nicht das von mir gesuchte, große Längstal sein könne.

Die Talmauern sind aus Serien heller und dunkler Kalke aufgebaut, von denen manche Bänke ungemein reich an Fossilien sind, leider durch den Kontakt mit den Diabasen zerquetscht und verpreßt; vielleicht ist einiges davon dennoch bestimmbar. Diabase verschiedener Ausbildung, Hornschiefer, Diabastuff, Hornsteine kommen vielfach im Gerölle vor; weiter taleinwärts treten wieder stark umgewandelte Tonschiefer und Sandsteine auf. Auffälligerweise finden sich im Gebiet des Gletschers keine Marmore. Die Lagerungsverhältnisse sind sehr komplizierter Art. Herr Keidel glaubte bei seinem Besuch des mittleren Tales im Vorjahr, Schuppenstruktur zu erkennen.

Der Kaündü-Gletscher ist im ersten Viertel seines Laufes ebenfalls von einem, allerdings weit weniger mächtigen Schuttgebirge bedeckt, als das des Inyltschek-Gletschers. Schon nach 5—6 Werst wird das Eis schuttfrei und ist dort sehr uneben, was jedoch mehr eine Folge der Erosion durch fließendes Wasser, als Pressungserscheinung ist. Im hinteren Teile ist die Eisdecke eben. Die durchschnittliche Breite ist 7—800 m, die Gesamtlänge 18—20 Werst, die Gestalt eine mehrfach gewundene, die Neigung gering. Am linken Ufer sind mehrere grüne Seen in das Gletschereis eingetieft. Erwähnenswert, weil im Tian-Schan eine seltene Erscheinung, ist ein starker, hoher Wasserfall in der rechten Talwand. Am linken Ufer erstreckt sich eine begrünte Terrasse mit einem Walde von Caraganasträuchern noch 7 Werst dem Eise entlang aufwärts.

Der Kaündü-Gletscher zieht jedoch, wie sich bei seiner Überschreitung zeigte, nur eine Strecke weit parallel mit dem Inyltschek-Gletscher nach NO; er wird schon bald durch einen, bereits vor der Einmündung des granitführenden Seitentals in das Inyltschek-Tal aus dessen Südrand (siehe S. 72) abzweigenden Gebirgsast, dessen Rolle und Verlauf mir nun erst klar wurde, abgeschlossen, und das Nichtvorkommen von Granit im Tale wurde hierdurch aufgeklärt. Das Kaündü-Tal ist demnach nur eingeschoben zwischen einem weit ausgedehnterem Längstal und dem Inyltschek-Tal. Ein tiefer Einschnitt im vollständig vereisten Schlußwall des Kaündü-Gletschers könnte den Zutritt, oder doch wenigstens den Einblick in das größere, das Kaündü-Tal umfassende Längstal vermitteln.

Die Nordumrandung des Gletschers wird von einer Reihe schöner Firngipfel gekrönt, die jedoch vom Inyltschek aus nicht gesehen werden können, weil, wie ich schon früher (S. 73) hervorhob, der Scheidewall in zwei parallele Äste gespalten ist; hingegen erblickt man von den Inyltschek-Bergen einen der höchsten durch eine Lücke. Die südliche Talumwallung

ist gleichfalls ansehnlich vergletschert, jedoch niedriger als die nördliche — die Abdachung der Gebirgsmasse des Tian-Schan gegen S nimmt hier ihren Anfang (S. 15 u. 17) — und während diese eine selten durchtalte Masse bildet, wird jene durch zahlreiche Einschnitte, die schief zur Längsachse des Tales laufen, zerlegt. Mehrere kleine und zwei große Seitengletscher ziehen aus diesen Einschnitten gegen den Hauptgletscher herab, doch erreichen ihn nur mehr die beiden größeren. Für eine Abnahme des Gletschers in neuerer Zeit konnten keine Anzeichen gefunden werden. Ein wie geringes Überbleibsel jedoch, der heutige Gletscher im Vergleich zu seiner ehemaligen Ausdehnung ist, dafür ist das ganze Tal von Beweisen erfüllt; streckenweise reichen die alten Moränen bis zu ²/₃ Höhe der Bergwände empor, bis zu 600 m über Talsohle.

Von einem etwa 1000 m über der Gletschersohle gelegenen Punkte der linken Talumwallung wurde ein Panorama des Gletschers und der ihn einschließenden Ketten aufgenommen.

Um das nächste, große Parallelta1 aufzusuchen, setzte ich meine Wanderung fort und zog vom Kaündü-Gletscherende 36 Werst talabwärts. Das Kaündü-Tal zeichnet sich in seinem Mittellauf durch einen für ein südliches Tian-Schan-Tal unerwarteten Reichtum an üppigen Weideplätzen, an Fichtenwald und durch eine sehr reiche, schöne Flora aus. Auch hier haben Diabasdurchbrüche die Schiefer und Kalke der Talumwallung in mannigfacher Weise verändert. Da wo das Tal, nach etwa 30 Werst vom Gletscherende abwärts, sich zur Schlucht verengt, biegt es scharf nach SW um und bildet am Ausgang der 3 Werst langen Schlucht eine beckenartige Erweiterung, wo am linken Ufer jugendliche Bildungen, 40—50 m hohe Mauern aus rotem, sehr grobkörnigem, sehr hartem Sandstein anstehen; dieser geht in noch gröberen, braungelben Sandstein und weiterhin in Konglomerat über. Darüber sind jüngere gefestigte Schotter und über diese Löß gelagert. Die Konglomerate begrenzen auf viele Werst in Steilmauern zu beiden Seiten unmittelbar den weiteren Lauf des Flusses. Die Sandsteinschichten zeigen leichte Dislokation und streichen hier diskordant zu den Kalken der Talumwallung. Über die Geschichte, wenigstens eines Teils dieser jugendlichen Ablagerungen im Tian-Schan, habe ich mir meine eigene Ansicht gebildet, die von der bisher geltenden vielleicht in mancher Hinsicht abweicht; ich kann sie jedoch im Rahmen dieses summarischen Berichts nicht erläutern und begründen und muß mir dies für den ausführlichen Bericht vorbehalten.

Vom Kaündü-Tal über das Ütsch-schat-Plateau in das Koi-kaf-Tal.

Die linke Uferkette des Kaündü erscheint im Mittellauf des Tales in eine Reihe NW—SO streichender Züge zerlegt, die schroffe, reich vergletscherte Gipfel tragen; einer von ihnen zeigt bewunderungswerte Form, ein verkleinertes Ebenbild des Khan-Tengri. Zwischen diesen Zügen liegen eine Anzahl kurzer Hochtäler, alle gleichmäßig von den Kirgisen Kara-bel genannt. Nur durch das erste dieser Täler kann man weiter, quer über das Gebirge nach S vordringen. Zwischen der tiefen Längsrinne des mittleren Kaündü-Tals im N und der noch wesentlich tiefer eingeschnittenen des nächsten Paralleltals im S, erstreckt sich in der wasserscheidenden Kette, eine ausgedehnte Depression zwischen den weiter talauf und weiter talab ragenden Gipfelreihen bildend, ein plateauartig stumpfer, von Alpenmatten bedeckter Rücken. Das zum Kaündü allmählich abdachende Gehänge dieses Rückens wird in stumpfe Züge durch flache, muldenförmige Hochtäler (Kara-bel) zerlegt, die dort, wo sie dem Plateaurand sich nähern, tiefer eingeschnitten sind, jedoch in hoher Steilstufe

zur Sohle des Haupttals abfallen. Als dieses früher noch hoch mit Gletschereis angefüllt war, mündeten die aus der ehemaligen Firndecke des Plateaus durch diese Mulden herabfließenden Seitengletscher mit geringer Neigung zum Hauptgletscher ein. Das heutige Relief dieser hohen Region ist durchaus das Ergebnis glazialer Tätigkeit. Dagegen werden die nach S gerichteten, jäh abfallenden Hänge durch tiefe, unzugängliche Schluchten zerteilt. Zwischen beiden Abhängen erstreckt sich ein etwas nach SW geneigter, breiter Scheitel; in diesem ist ein nach SW offener, flacher Kessel eingesenkt, in welchem strahlenförmig aus verschiedenen Richtungen herabfließende Quellen sich zu drei Bächen vereinen, die ihrerseits tiefer unten in einer Rinne zusammenfließen. Die Kirgisen, welche in dieser hohen Alpenregion gute Sommerweiden haben, nennen das Gebiet Ütsch-schat = drei Täler und die etwas westlich davon aufragende Querkette sehr formenreicher, ziemlich reich befirnter Gipfel nennen sie Ütsch-schat-Tau. Der aus dem Zusammenfluß der drei Bäche entstehende Hauptbach wendet sich nach S und SW und verschwindet bald in einer Schlucht, deren Verlauf ich nicht genau feststellen konnte. Die Kirgisen sagen, sie münde in den aus N herbeiströmenden Sary-dschaß. Das oberste Quellgebiet dieses Ütsch-schat-Flusses, ein stumpfer Rücken von etwa 4000 m Höhe, bildet die Scheitelhöhe des Plateaugebiets, ist aber der tiefste Teil in der Kammlinie in der Wasserscheide zwischen dem mittleren Kaündü und dem nächsten, südlichen Parallelta1. In diesem Rücken liegt etwa 3750 m hoch eine Depression, der Kara-artscha-Paß, so genannt nach dem dunklen Buschwald von Artscha (Juniperus sabina) an seinem Südhang. Einzig dieser Paß vermittelt den Zugang zu jenem südlichen, parallelen Längstal, das die Kirgisen Koi-kaf nennen, so viel als Schaf-Sack. Unter Sack ist die geschlossene, enge Form des Tales gemeint und Koi = Schaf, deutet an, daß Schafe dorthin zur Weide getrieben werden. Die zu jener Zeit im Kaündü sich aufhaltenden Kirgisen sagten mir, das Tal sei so lang, daß niemand sein Ende erreichen könne, so eng und von wildem Wasser ganz erfüllt, daß es im Sommer undurchschreitbar sei; ein sehr großer Gletscher und viel Schnee breite sich im Hintergrund, wo sehr hohe Berge ragen. Nur im Winter, wenn der Wasserstand sehr niedrig ist, treiben die Kirgisen Schafe über den Kara-artscha-Paß hinab und 20 Werst talauf im Koi-kaf, wo das bis dahin schluchtförmige Tal sich etwas verbreitere; dort seien magere Weideplätze mit den von den Schafen bevorzugten, bitteren Steppenkräutern und wegen des tiefen Niveaus und der engen Umschließung, sowie wegen der weit nach S vorgeschobenen Lage sei es dort warm und fast schneelos, ein guter Überwinterungsplatz für die Schafherden.

Es galt nun sich selbst zu überzeugen, ob es nicht Bergsteigern dennoch möglich wäre, in dieses Tal einzudringen, das nach allem, was ich gesehen und gehört hatte, das von mir gesuchte, große, südliche Paralleltal des Inyltschek sein mußte. Wir erreichten durch die enge Mündung des ersten Kara-bel-Tals, zwischen hohen, höhlenreichen Konglomeratmauern, eine muldenförmige Weitung, von mächtigen, alten, grünen Moränenrücken umwallt, die am Fuße einer prächtigen, stark vergletscherten, wilden Felswand entlang ziehen, wo im Vordergrund düstere Diabasklippen sich von den hellen Kalken und Marmorschiefern der Wände scharf abheben. Über Moränenboden steil gegen SO aufsteigend, gelangten wir auf den Kamm eines zwei Parallelmulden scheidenden Rückens, und stets der Kammschneide aufwärts folgend, zu einem Paß (Kara-bel-Paß ca 3450 m). Nun ging es gegen S hinab, in das Ütsch-schat-Gebiet bis zum Vereinigungspunkt der drei Bäche (ca 3250 m), sodann durch das östliche der drei Täler, zwischen zerrütteten Grauwackenschiefern und Sandsteinen hinan, wo unmittelbar unter dem Kara-artscha-Paß das Hauptlager (ca 3500 m) aufgeschlagen wurde. Von dort aus überschritt ich den genannten Paß (ca 3750 m), gelangte in schwierigem Abstieg nach S in das Gebiet zweier Quellbäche, die schließlich nach ihrer Vereinigung sich in einer tiefen Engschlucht verlieren. Um diese zu umgehen, wurden zwei hoch

über den gähnenden Schluchteinschnitt vorspringende Rücken überschritten (ca 3250 und 3400 m) und nun ungemein steil an einer Bergwand direkt zum Boden der Schlucht 8—900 m tief abgestiegen. Wir bewegten uns dabei fortgesetzt im Gebiet der Sedimente: Kalke, dunkle und helle, vielfach veränderte Tonschiefer mit eingefalteten, diabasischen Schiefern. Vom Passe und den beiden Rücken aus konnte man einen Teil der Gebirge übersehen: Im S und SO eng aneinander und scheinbar regellos verlaufende, zersägte Felskämme mit nur geringer Schnee- und Eisbedeckung, tiefe Schluchten dazwischen eingeschnitten; es ist schwer, Klarheit über die herrschenden Züge in der Anordnung dieser Kämme zu gewinnen. Allenfalls die Firstlinien der den Lauf des Sary-dschaß begleitenden Uferketten ließen sich verfolgen. Die Standpunkte waren nicht hoch genug, die Umrandung zu enge, und darum konnte man auch die Eisgebirge des Sabawtschö- und des Kum-Aryk-Gebiets nicht sehen, zumal auch die Luft schleirig trübe war. Die Gebirgsmasse zur Seite im O war in erstaunlich vielgestaltiger Weise durch Erosion, doch nur in Form von Hochschluchten und Hochtälchen, zerlegt. Mitten im Prozeß einer mannigfaltigen Talbildung war die Erosion zum Stillstand gelangt. Jetzt sind diese hochgelegenen Rinnen meist trocken, sogar schneelos.

Die Schlucht ist anfangs 15—20 m breit, verengt sich aber bald auf 10 und stellenweise sogar auf 4 m; ihr trümmerbedeckter Boden wird von den tosenden Fluten des Kara-artscha-Bachs überspült. 3—400 m hohe, senkrechte Wände aus weißem Marmor: steilgestellte, teils bankartig dicke, teils schieferige Schichten, umstehen die vielgewundene Enge, in deren Dämmerlicht man die schönsten, domförmigen Felsausspülungen gewahrt. Knickungen, Stauchungen, und Zerklüftungserscheinungen sind in den Schichten dieser prallen Wände von erstaunlich mannigfaltiger Art; dazu kommt die außerordentliche Verwitterung, so daß man oft den Eindruck erhält, die nur mehr locker zusammenhängenden Massen müßten jeden Augenblick einstürzen. Ungeachtet aller Störungen läßt sich am Schichtenverlauf, an den Einfallrichtungen der Rest eines zerstörten Gewölbes erkennen. Konglomeratmauern, deren Material ausschließlich Fragmente weißen Marmors bilden, durch weißen Zement sehr fest verkittet, reichen ziemlich hoch an die Marmorwände hinauf, und zahlreiche Riesenblöcke solchen Konglomerats sperren im Bachbett oft den Weiterweg, andere schon gelockert, drohen mit Absturz. Auch Moränenschotter findet sich in der Schlucht, auf Absätzen der Marmorwände abgelagert. Sonst bildet das Material des Bachgerölls nur weißer Marmor und grüner Diabas, sowie phyllitische Schiefer. Chaotischere Bilder als in dieser Enge, um so merkwürdiger durch das hier das Gebirge bauende Material, habe ich auf meinen vielen Gebirgswanderungen kaum irgendwo gesehen. Interessant ist, daß ungefähr 150 m über der heutigen Schluchtsohle noch Schollen von Konglomeraten auf kleinen Terrassen der Steilmauern erhalten sind; sie zeigen das frühere Niveau des Kara-artscha-Bachs an. Etwa 4 Werst führte uns der schwierige Weg durch diese Klamm; kurz nach ihrem südlichen Ausgang zeigt sich ein merkwürdiges geologisches Bild: Dicke Bänke, wechsellagernd mit Platten, schwarzen, sehr dichten, fossilienleeren Kalkes, der Kern eines abgetragenen Faltenbaues, dessen Streichen N 50° W ist, werden von dem Komplex der weit steiler aufgerichteten, marmorisierten Kalke und Schiefer ganz umschlossen, die N 60° O streichen. Ich habe die merkwürdige Stelle photographisch festgehalten und konnte den alten Faltenbau auch weiterhin an den Felswänden gegen NW und SO verfolgen.

Das Tal, zu welchem die Klamm in ihrem ungefähren Südlauf sich verbreitert, ist 80—100 m breit, zwischen 11—1200 m hohen, wilden, kahlen, braunen Kalkwänden eingeschlossen und erscheint schon nach kurzem Laufe durch einen, seine Achse kreuzenden, noch höheren, prall abfallenden, felsigen Gebirgszug abgesperrt. Man hört dort mächtiges Rauschen, erblickt aber den hart am Fuße der absperrenden Steilmauer in tief ein-

gegrabenem Bette dahinstürzenden Fluß erst, wenn man sich seinem Rande ganz genähert hat. Dieser Strom ist der Koi-kaf; in sein O—W laufendes Tal mündet der Kara-artscha-Bach ein. Zweifellos können Wassermengen, wie sie in diesem Flußbett dahingewälzt werden, in einer so niederschlagsarmen Gegend nur einem hochgelegenen, sehr bedeutenden Gletschergebiet ihr Dasein verdanken; aber sichtbar war hiervon nichts, denn man konnte in der etwa 20 m breiten, gewundenen Koi-kaf-Schlucht, durch welche der Fluß vorstürzte, nur ein kurzes Stück aufwärts oder abwärts sehen; pralle Felswände hemmten den Blick.

Auf einer kleinen Terrasse (ca 2150 m), nahe der Einmündung des Baches ließ ich die Bergzeltchen aufstellen. Die Örtlichkeit war in ihrer völligen Abgeschiedenheit — eine Art Kessel, allseits umschlossen von den Abstürzen wilder Felsberge — großartig, aber abschreckend öde: lockerer Lößboden, viel Gerölle, Wälle wüsten Moränenschutts, ein Chaos von Blöcken im Bachbett, Wasserfluten von zwei Seiten, und doch nur die dürftigste Strauchvegetation der südlichen Wüsten und Steinsteppen! Die hier vorbeirauschenden Wassermengen lassen keine befruchtende Wirkung zurück; der Boden bleibt trocken, staubig, ausgedürstet. Selten habe ich im Hochgebirge ein so ausgetrocknetes Tal gesehen. Die Luft war dumpf, bedrückend schwül, die Belästigung durch Stechfliegen groß. Zeitweise aus der Schlucht, wie aus einem Blasebalg kommende Windstöße umhüllten uns mit Wolken von Lößstaub. Der Aufenthalt an diesem Orte war höchst unbehaglich; besonders die Nächte, mit ihrer Schwüle zum Ersticken und den unabweisbaren Stechfliegen, wurden zur Qual. Die Luft war schleirig von den in ihr schwebenden Lößpartikelchen; man sah die Kammlinien der rings ragenden Steilmauern nur verschwommen.

Die ungünstigen Aufenthaltsbedingungen trieben zur Eile. Wir drangen in die wasserdurchtoste Engschlucht des Flusses ein. Nach etwa 4 Werst anstrengender Wanderung erwies sich der Weiterweg durch die an die Felsmauern anschlagenden, undurchschreitbaren, wilden Fluten gesperrt. Um diese Stelle zu überwinden, wurde versucht, sich hoch in den Felswänden den Durchgang zu erzwingen, aber die Schlucht beschreibt so enge Windungen, daß man schon nach kurzer Entfernung abermals an einem wasserumfluteten Kap das gleiche Hindernis fand. Das Klettern an den prallen, glatten Marmormauern wurde zudem bald unmöglich. Man konnte jedoch feststellen, wenn man mit den Blicken die engen Windungen verfolgte, welche die Kammlinien der umwallenden Felsmauern beschreiben, daß dieser Schlangenlauf sich viele Werst weit talaufwärts fortsetzt. Das Unternehmen war also hoffnungslos und mußte aufgegeben werden; die Kirgisen hatten Recht behalten. Ich beschloß nun, um dennoch Einblick in den Oberlauf des Tales zu gewinnen, in den Steilmauern der Umrandung einen Hochgipfel zu ersteigen. Von dort aus mußte man sich auch an den von solcher Höhe aus jedenfalls sichtbaren Eisgebirgen des Kum-Aryk- und des Sabawtschö-Gebiets darüber orientieren können, welche Beziehungen zwischen dem Koi-kaf und diesen Tälern bestehen. Allein auch dieses neue Unternehmen erwies sich nutzlos, denn die Trübung der Atmosphäre hatte derart zugenommen, daß schon die nächsten Kämme im Dunste verschwanden. Die Luft mag hier infolge des beständig aufsteigenden, feinen Lößstaubs gewöhnlich schleirig sein; damals aber gesellte sich, da eine starke barometrische Depression eingetreten war, auch noch Wasserdampf hinzu, und verhinderte, daß ich Einblick in diese geheimnisvollste Region des Tian-Schan bekam. Mit schwerem Herzen entschloß ich mich zum Rückzug aus dieser unwirtlichen Gegend. Ich würde jedoch die Qualen des Aufenthalts an diesem öden Orte noch für einige Tage auf mich genommen haben, wenn Aussicht auf irgend welchen Erfolg bestanden hätte; aber die Wetterzeichen waren schlimm.

Weit entfernt von der Kum-Aryk-Mündung konnte ich schon deshalb nicht gewesen sein, weil ich mich nur mehr ca 400 m über ihrem Niveau befand; man vermochte auch



an der Gestalt der Gebirgskämme so viel zu erkennen, daß jene früher besuchten Täler nicht fern liegen konnten. Wäre es möglich gewesen, durch die Schlucht abwärts zu gehen, hätte man wohl leicht in einem Tage die Kum-Aryk-Mündung erreichen müssen, wenn auch die Kurven der Schluchten kompliziert sein mögen. Die Kirgisen wußten davon zu reden, daß die Gewässer der vereinigten Flüsse manchmal scharf nach W fließen und wieder plötzlich nach O sich wenden, daß sie also öfters gegeneinander strömen; sie wußten dies durch von Alters her überkommene Mitteilungen, wenn auch noch keiner von ihnen die Enge durchschritten hatte.

Am meisten drängte sich mir die Frage auf, ob das Koi-kaf-Tal identisch mit dem Längstal des Ak-su der 40 Werstkarte sei (siehe S. 56); sollte dies nicht zutreffen, so könnte dieses Ak-su-Tal jedenfalls nur das nächste, nach S zu folgende Paralleltal sein. Aus der Gestalt aller dieser Täler aber, die südlich von Kaündü nur mehr Klammen sind, aus der Zersägung der Gebirge, die auf deren oberen Teil beschränkt bleibt — ich habe schon S. 81 hierauf hingewiesen — geht hervor, daß eingetretene Trockenheit des Klimas die Ausbildung wirklicher Täler in diesem Teile des zentralen Tian-Schan verhindert hat. Die seitliche Abspülung fehlt; das Abwasser der Gletscher, mit starkem Gefälle herabfließend, vertieft die Betten der Hauptströme immer mehr; die Gestalt der Klammen wird nicht mehr bis zum Profil von Tälern erodiert.

Gleich bei der ersten Besichtigung des Koi-kaf-Flußbetts bemerkte ich im Geschiebe ziemlich viel Granit und zwar derselben Art, wie ihn die linke Seitenmoräne des Inyltschek-Gletschers führt, ein weiterer Beweis dafür, daß das Granitmassiv, welches durch ein beide Täler verbindendes Seitental dem Inyltschek Moränenmaterial liefert, im Koi-kaf-Tal sich erheben, und daß dieses letztere wirklich, parallel dem Inyltschek, weit nach O ziehen müsse. Da jedoch der zentrale Hauptkamm, welcher zweifellos auch das Koi-kaf-Tal abschließt, wie untrüglich erwiesen, aus Sedimenten aufgebaut ist, der Unterlauf und der Mittellauf des Koi-kaf-Tals gleichfalls von solchen umwallt sind, scheint der Granit in diesem Tale eine Insel zu bilden, d. h. stockförmig aufzutreten. Möglicherweise stehen diese Granitmassen aber auch mit den im Sabawtschö-Tal beobachteten in Verbindung. Aus allen Wahrnehmungen geht jedoch hervor, daß das Koi-kaf-Tal das von mir gesuchte große Längstal sein müsse, welches, das Kaündü-Tal umfassend, in seinem Oberlauf bedeutende Breite annimmt und dort einen Gletscher einschließt, der dem Inyltschek-Gletscher an Ausdehnung ungefähr ebenbürtig sein dürfte. Auch die Südumwallung dieses großen Längstals muß sich, nach allen, sowohl von der Nord- als von der Südseite aus gemachten Beobachtungen, bei dem Gebirgsknoten des Pik Nikolai-Michailowitsch mit dem Hauptkamm verbinden. Leider erlaubte mir die Ungunst der Umstände nicht, zu größerer Klarheit über den Bau dieses Teiles des zentralen Tian-Schan zu gelangen, und es bleibt somit in wichtiger Hinsicht in meiner Kenntnis eine klaffende Lücke.

Bei der Rückkehr zum Hauptlager im Ütsch-schat-Tal brachen heftige Schneestürme aus und solche begleiteten mich auch auf dem Rückweg in das Kaündü-Tal, das nun bis zu seiner Einmündung in den Sary-dschaß, eine weitere Strecke von ca 15 Werst, durchmessen wurde. Auf diesem Wege, sowie auf der Wanderung durch das Sary-dschaß-Tal hinauf bis zur Mündung des Inyltschek-Tals und in diesem seiner gesamten Länge nach aufwärts bis zum Tüs-aschu-Paß, wurden die Beobachtungen leider durch unsichtiges Wetter und Verhüllung des Gebirges unter dichter Neuschneedecke sehr beeinträchtigt.

Durch das Kaündü-Tal und den Sary-dschaß-Durchbruch zur Inyltschek-Mündung und zurück zum Tekes.

Die Uferketten des Kaündü-Tals sinken gegen die sie schneidende Querfurche des Sary-dschaß hin allmählich ab; der Aufbau ihrer Kammregion ist jedoch schroff und die Schartung bedeutend. Die auffällige, mit der allgemein herrschenden Streichrichtung im Widerspruch stehende Zerlegung der südlichen Randkette in NW—SO streichende Querzüge, wovon schon S. 79 die Rede war, konnte auch hier beobachtet werden. Eine Strecke weit wird das Tal durch Anhäufung kolossaler Diluvialmassen verstopft, und der Fluß durchschneidet diese in einer Enge; weiter talabwärts sind diese Diluvialmassen zu Terrassen (Längsstufen) umgeformt. Die Zeichen der Eiszeit sind hier überhaupt deutlich; Granitblöcke von enormer Größe liegen auf den Terrassendecken, während Granit nirgendwo im Tale ansteht. Grüne, grauwackenartige Sandsteine, phyllitähnliche Schiefer und Kalke bauen die Umwallung auf, an deren Rändern zu beiden Seiten des Tales große Konglomeratmengen lagern.

Da wo der Kaündü in den Sary-dschaß mündet, ist man, weil das Bett dieses Flusses nicht gangbar ist, gezwungen, den etwa 120 m hohen Steilrand des linken Ufers zu ersteigen, er springt kapförmig in den durch die Mündung des Nebenflusses in den Hauptfluß gebildeten Winkel ein, so daß sich von hier ein schöner Überblick auf den Lauf des Haupttals bietet. Zunächst gewahrt man, nach N gewendet, die Serpentinlinien der Bergkämme des Kulu-Tau und des Sary-dschaß-Tau, zwischen welchen der Strom in seinem N—S-Lauf sich in unzugänglicher Schlucht hindurchwindet, ehe er, hervorbrechend, kurz vor der Einmündungsstelle des Inyltschek beginnt, ein weites, offenes Tal zu bilden. Dieses hat eine allgemeine Richtung nach SSW, eine durchschnittliche Breite von 1¼ Werst, mißt an der breitesten Stelle jedoch 2 Werst. Es erstreckt sich auf etwa 16 Werst, geht dann aufs neue in Süd-, sogar Südsüdostrichtung über, sich gleichzeitig wieder eng zusammenschnürend und dringt als Schlucht in die Kette des Ischigart-Tau ein, wo der Fluß abermals dem Blicke zwischen den ein- und ausspringenden Winkeln der Bergkulissen entschwindet; er wird nun nicht mehr gesehen, bis er auf der Südseite des Tian-Schan als Kum-Aryk wieder aus der Enge des Gebirges vorbricht (S. 53). Auf seiner offenen Strecke fließt dem Hauptstrom von O her der Kaündü (Mündungsstelle ca 2400 m) und 12 Werst weiter oben der Inyltschek zu (Mündungsstelle ca 2600 m). Auf der Westseite mündet fast in gleicher Höhe mit dem Kaündü, gleichfalls einem Längstal entströmend, der Utsch-kul[1]) in seinem Oberlauf Jür-tasch genannt (Irtasch), von dessen Quellgebiet ich früher berichtet habe, und 3 Werst unterhalb der Inyltschek-Mündung der ebenfalls in einem Längstal herbeifließende Terek-tü, welcher sich jedoch, ungeachtet seiner Bedeutung, merkwürdigerweise noch auf keiner der bisherigen Karten eingetragen findet.

Die Umwallung des Tales bilden zu beiden Seiten, da alle vom Flusse durchbrochenen Ketten an der Durchbruchfurche stark erniedrigt und meist gipfellos erscheinen, nur etwa 600 m hohe Wände aus schwarzen, plattigen, dichten, fossilienleeren Kalken, welche bei einem Streichen von N 20° O, 40° SO fallen und an beiden Ufern gleiche Lagerungsverhältnisse zeigen. Am rechten Ufer liegen am Fuße dieser Wände drei in den Diluvialmassen der Talweitung ausgebildete, vorzüglich erhaltene Längsterrassen, jede ungefähr

[1]) Utsch-kul heißt der Unterlauf dieses Flusses, und zwar östlich von der Einmündung seines ihm aus N zuströmenden Nebenflusses Orto-Utsch-kul, während der Name Jür-tasch (Irtasch) nur dem Oberlauf, westlich von dieser Mündung zukommt. Dies habe ich sowohl durch Erkundung bei den, nahe der Mündung des Utsch-kul zum Sary-dschaß, im Kaündü-Tal sich aufhaltenden Kirgisen, als bei den nahe der Quelle des Irtasch nomadisierenden Kirgisen erfahren.



40—50 m über der anderen und jede von beträchtlicher Breite mit vollständig ebener Deckfläche. An das linke Ufer hingegen tritt der Fluß sehr nahe heran und fließt zwischen dem Steilabbruch der untersten Terrasse des rechten Ufers und dem ca 50 m hohen, ebenso steilen Absturz der nur mehr als schmales Band erhaltenen unter der Felswand des linken Ufers entlang ziehenden Terrasse, in einem etwa 70 m breiten Bette, das, wenigstens bei meiner Durchschreitung des Tales, von den Fluten gänzlich überspült war. Diese schmale Terrasse, auf welcher unser Weg im Tale aufwärts führte, bricht bald ganz ab, und man muß nun, um in die Einmündung des Inyltschek zu gelangen, etwa 150 m über den in der Tiefe brausenden Fluß auf schmalen Gesimsen der Felswand traversieren. Ich sah dort auf kleinen Gesimsen und Vorsprüngen der Kalkwände Reste von Diluvialschotter, welche große Granitblöcke einschließen, und an anderen, noch höher gelegenen Absätzen und Nischen bemerkte ich geschichtete, 40 cm mächtige Bänke feinen Kieses und Sandes, schön erhaltene Zeugen der hier stattgefundenen Niveauveränderungen.

Herr Dr. G. v. Almaßy hat in den Mitteilungen der K. K. Geographischen Gesellschaft in Wien Bd. XLIX, 1901 die Möglichkeit erörtert, es könnten die Wasser des Sary-dschaß, damals zu einem großen See aufgestaut, einst über die Wasserscheide des Mün-tör-Syrtes hinweg nach N geflossen sein und wären erst in späterer Zeit, als ihnen durch Faltungsprozesse der Ablauf nach N unmöglich geworden war, zu ihrem Südlauf gedrängt worden. Ich will die Frage von der einstigen Existenz eines Sees von dem Umfang, wie ihn Dr. G. v. Almaßy begrenzt, hier unerörtert lassen, möchte auch die Möglichkeit der Verlegung des Abflusses nach N, z. B. durch diluviale Schottermassen, nicht gerade in Abrede stellen. Immerhin muß hervorgehoben werden, daß das Profil des Kok-dschar-Tals nicht darauf hindeutet, daß jemals so gewaltige Wassermengen, wie sie dem früheren Sary-dschaß entsprechen müßten, durch diesen Kanal geflossen wären. Auch bliebe dann immer noch die Frage offen, wenn die Sary-dschaß-Rinne damals nicht bestanden hat, wohin die großen Zuflüsse des Sary-dschaß: Inyltschek, Kaündü, Koi-kaf usw., von denen schon der Inyltschek allein wasserreicher ist als der Hauptstrom, damals ihren Lauf nahmen. Nach W in das Naryngebiet? Nach Beschaffenheit und Anordnung der im Wege liegenden Bergsysteme kaum denkbar! Was aber hat auch diese Flüsse veranlaßt, aus ihrer Ostwestrichtung abschwenkend, einen beiläufigen Meridionallauf zu nehmen? Endlich wäre noch auf den wichtigen Umstand hinzuweisen, daß sämtliche latitudinale Bergkämme, welche den Lauf der Ost- und Westzuflüsse des Sary-dschaß begleiten und von diesem quer zu ihrer Achse durchbrochen werden, gegen die Furche dieses Flusses hin ganz allmählich, aber sehr bedeutend abdachen (siehe S. 83), wogegen die Tatsache des nahe am Ostende des Kulu-Tau aufragenden, hohen Gipfels nicht viel bedeuten will. Ich behalte mir vor, auf diese interessante Frage im ausführlichen Bericht zurück zu kommen.

Die Strecke von der Mündung des Inyltschek-Tals bis zum Tüs-aschu-Paß beträgt ca 63 Werst, das ganze Tal bis zum Schlusse des Gletschers hat daher eine ungefähre Länge (die Biegungen eingerechnet) von 135 Werst. Im Unterlauf ist die durchschnittliche Talbreite 1¼ Werst; es wechseln jedoch beckenförmige Erweiterungen bis zu 3 Werst mit Zusammenschnürungen bis zu 200 m. An der alten Barre — von der früher schon die Rede war —, dem letzten Reste der Kalkklippen des eingestürzten Gewölbes, welche der Fluß noch nicht beseitigt hat, ist das Strombett sogar nur 150 m breit. Das Gefälle ist äußerst gering, kaum mehr als 6 m pro Werst. Die Höhe der den Unterlauf begleitenden Uferketten hat schon bedeutend abgenommen. Auch zeigen sie in ihrer Kammregion keine besondere Ausbildung und Schartung mehr; die Gipfelbildung bleibt auf breitkuppenförmige Anschwellungen der plateauförmigen Decken beschränkt. Die Vergletscherung ist nur mehr gering. Während die südliche Uferkette durch kleine Hochtälchen vielfach zerteilt ist, deren Mündungen

hoch über dem heutigen Talboden liegen, bildet die nördliche Kette einen fest geschlossenen Wall. Es wiederholt sich in allen diesen O—W gerichteten Längstälern, wie aus allen meinen bisherigen Ausführungen hervorgeht, die gleiche Erscheinung: Das nach N gerichtete, schnee- und wasserreiche Talgehänge ist kräftig erodiert, das nach S gekehrte, trockne, in kaum nennenswerter Weise zerschnitten. Der Talboden zeigt im allgemeinen Steppenvegetation, doch ist der Graswuchs reichlich, stellenweise sehr reich, und an den Bergwänden der Südumwallung wechseln ausgezeichnete Alpenmatten in großer Ausdehnung mit beträchtlichen Fichtenwaldbeständen. Die Anhäufungen alten Moränenschutts sind auch im unteren Tale sehr belangreich; sie reichen sehr hoch an die Talwände hinauf, und Blöcke von enormem Umfang: Granit, Diabas, Kalk, Marmor lagern darauf. Gebirgsbauende Materialien sind hier halbkristallinische Kalke, Sandsteine, Porphyre und stark umgewandelte Schiefer von sehr verschiedenartigem Typus. In allen Gesteinsserien äußern sich starke Pressungserscheinungen. Von altkristallinen Gesteinen konnte ich wohl das Vorhandensein von Granit und Syenit im Mittellauf des Tales an einigen Plätzen feststellen, doch behinderten, wie schon S. 83 hervorgehoben, Unsichtigkeit des Wetters und starke Schneebedeckung des Gebirges die Beobachtungen.

Der Gletscher war bereits in eine gleichmäßige Schneedecke gehüllt. Am Tüs-aschu-Paß glückte es, eine korallenführende Bank zu entdecken. Ich wählte auch für den Rückweg diesen Paß, weil er den kürzesten Weg zum Nordabhang vermittelt. Zum letztenmal hatte ich auf der Paßhöhe das Glück, bei aufklärendem Wetter eine der großartigsten Gebirgsketten der Erde zu sehen, eine über 75 Werst lange, ununterbrochene Kette wundervoller Eisberge, die in feierlicher Pracht mit stählern harten Umrissen in die kalte, klare Herbstluft des scheidenden Tages hineinragten.

Der Sommer neigte seinem Ende zu, und jeder neue Tag konnte mit abermaligen, starken Schneefällen meinen Forschungen im Gebirge ein Ziel setzen. Das Tüs-aschu-Tal und seine Umrandung lagen bereits (12. September) unter einer zusammenhängenden, 40 cm tiefen Schneedecke; im Sary-dschaß-Tal war nur mehr der untere Teil des Südrandes schneefrei. Über den Mün-tör-Paß, das obere Kok-dschar-Tal (Kuberganty) querend, über den Kap-kak-Paß und durch das große Kap-kak-Tal erreichte ich das Tekes-Tal wieder. Groß war meine Überraschung und meine Befriedigung, hier und in den vom Tekes in das Gebirge ziehenden Quertälern, sogar die hohen Lagen noch schneefrei, sowie allgemein weit höhere Temperatur als im S zu finden.

Nochmals in das Bayumkol-Tal und von dort in das Kleine Musart-Tal.

Die Gunst des Wetters sofort ausnützend, besuchte ich zum drittenmal das Bayumkol-Tal. Zweck dieses Besuchs war, die wichtigen photographischen Aufnahmen, welche im Vorjahr in den Fluten des Musart-Flusses zugrunde gegangen waren, neu zu machen. Diese Arbeiten verliefen ungestört; von einem ca 4400 m hohen Gipfel am Westrand des westlichen Gletschers, sowie von einer 4600 m hohen Spitze am Nordrand des östlichen Gletschers konnten, nach Ablauf einiger stürmischer Tage, bei klarer Herbstluft eine Reihe wichtiger telephotographischer Aufnahmen und mehrere, in bezug auf die Verzweigungen der von Pik Nikolai-Michailowitsch ausstrahlenden, zentralen Kämme, lehrreiche Panoramen aufgenommen werden. Von dem letzterwähnten Gipfel aus bot der Einblick in den ganz in Firn und Eis gehüllten,



großartigen Talschluß des Kleinen Musart- oder Saikal-Tals besonderes Interesse; doch erwies es sich für die Feststellung eines angeblichen, bisher angenommenen Zusammenhangs dieses Tales mit der Hauptwasserscheide als unerläßlich, es zu durchwandern. Die Terraindarstellung der 40 Werstkarte von diesem und den benachbarten Tälern steht in zu schroffem Widerspruch mit allem, was ich bereits gesehen hatte und deshalb war die Begehung dieses bis dahin noch von keinem Forschungsreisenden besuchten, großen Quertals die nächste Aufgabe, welche ich mir gestellt hatte.

Der Eingang des Kleinen Musart-Tals wird von der Staniza Narynkol (Ochotnitschi) in einer Wanderung von 9—10 Werst in Südostrichtung über die reiche Grassteppe der Tekes-Ebene erreicht. Der von den Gletschern des Tales genährte Fluß ist einer der wasserreichsten Gebirgsströme der Nordseite, seine Überschreitung schwierig, ja zeitweise unmöglich; er unterscheidet sich dadurch von vielen Tian-Schan-Flüssen, daß er sich bis zu seinem Oberlauf gar nicht verzweigt, sondern stets nur eine einzige Rinne bildet. Große Massen Diluviums sind aus der breit geöffneten Mündung (ca 2100 m) des Tales weit in die Tekes-Ebene hinausgefrachtet worden und verbreiten sich dort in mächtigen Terrassen zu beiden Seiten der Mündung. Im Tale selbst bilden sie drei Etagen begrünter, eine Zeit lang den Fluß begleitender Längsstufen. Die Talwände werden im Unterlauf aus Kalken gebildet, die von einer 2 Werst breiten Porphyrzone durchbrochen werden. Infolge der starken Einhüllung der Talwände durch Moränenschotter, herrschen in einem großen Teile des Tales weiche Formen vor. Ausgezeichnete Alpenböden, beliebte Überwinterungsplätze der Kalmaken, wechseln mit ausgedehnten Beständen dichten Fichtenwaldes, öfters durch Laubbäume (Sorbus, Weiden usw.) unterbrochen. Der Charakter ist fast der eines nordischen Alpentals.

7 Werst von seiner Mündung aufwärts gabelt das Tal in zwei Äste, einen nach SSO und SO ziehenden, Ürtentö genannt, und einen nach S sich erstreckenden, Saikal genannt. Schon der Wassermenge der Bäche nach zu schließen, enthält das Saikal-Gebiet die ausgedehnteren Gletscher. Die Sohle des Ürtentö-Tals liegt bei der Verzweigungsstelle um 40 m höher als die des Saikal-Tals (ca 2200 m) und fällt steil zu diesem ab; der Unterlauf hat schluchtartige Form, ist von dichtem Fichtenwald bestanden und schwer zugänglich. Im Mittellauf verbreitert sich das Tal ansehnlich — Sohle und Gehänge mit Alpenmatten bedeckt —, empfängt zahlreiche Zuflüsse, die in karförmigen Weitungen, wo sie ihren Ursprung nehmen, kleine Gletscher bergen, während das Haupttal bei einer Gesamtlänge von ca 40 Werst im letzten Viertel seines Laufes von einem etwa 10 Werst langen Gletscher erfüllt ist. Dieser wird genährt von den Firnlagern einer geschlossenen, plateauartigen Gebirgsmasse (siehe S. 6), die sich, umrandet von hohen, gipfelreichen Ketten, in dem Winkel zwischen den Talschlüssen des Saikal-Tals, der Mukur-Mutu-Täler und des Dondukol-Tals (bedeutendstes Nebental des Großen Musart-Tals) als Wasserscheide erstreckt und einstens gänzlich mit Firn und Eis überdeckt war. Zu kräftiger Talbildung ist die Erosion in diesem Gebiet nicht mehr vorgeschritten; nur Hochtäler durchfurchen es. Gegen ihren Schluß hin, wird die oberste Firnmulde des Ürtentö-Tals durch diejenige des Ostarmes des Saikal-Tals abgeschnitten, wovon später mehr.

Das Saikal-Tal verengt sich schon bald nach der Gabelung zu einer Schlucht mit durchschnittlicher Breite von 30 m und streckenweisen Verengungen bis zu 10 m. Die steilen Kalkwände sind dort hoch hinauf mit vielen Tausenden, infolge Waldbrandes abgestorbener Fichten bestanden, von denen viele, herabgestürzt, den ohnehin schon durch große Felsblöcke gehemmten Lauf des wasserreichen Stromes in seiner Enge behindern. Die Durchschreitung dieser 5—6 Werst langen Klamm ist daher sehr schwierig und im Frühling und Sommer überhaupt unmöglich, weil zu jener Zeit die Hochflut den engen Kanal haus-

hoch ausfüllt. Die Luft stagniert in dieser bedrückenden, tiefen Enge und die vermodernde, an allen Felsnischen und Wandabsätzen wuchernde Vegetation erzeugt eine Stickluft. Am Ausgang der Schlucht verbreitet sich das Tal allmählich sehr bedeutend. Die mächtigen. alten Moränenmassen des Haupttals und die aus den vielen Seitentälern herausgefrachteten, durch Erosion vielfach zerlegt, mit ausgezeichneten Alpenmatten, ausgedehnten, dichten Fichtenbeständen und einer überaus üppigen Strauchvegetation bedeckt, verleihen dem Tale malerisches Relief. Die Seitentäler sind zumeist enge Hochschluchten, hinten zu gletscherbergenden Karen erweitert. Kalk bildet noch immer die Umwallung, welche in dem Scheidewall zwischen Saikal und Bayumkol schroffe, zersägte, von kleinen Gletschern durchsetzte Kammform annimmt. Dieser Wall wird, ungefähr 25 Werst von der Talgabelung aufwärts, durch ein breiteres, gletscherführendes Tal durchbrochen, in dessen Schluß man, einen hohen Sattel zu dem in das Bayumkol-Tal mündenden Alai-aigür-Tal gelangen kann, von dem schon früher die Rede war. Von hier an beginnt Gneis die Talumwallung zu bilden und reicht, öfters in Granit und dieser wieder in Gneis übergehend, bis fast zum Talschluß. Infolge nicht steiler Schichtenstellung des Gneises (durchschnittlich etwa 40°) zeigen die Kammlinien der Uferketten nur selten schroffe Formen und tiefe Schartung.

Ungefähr 30 Werst nach der Talgabelung mündet orographisch rechts das wasserreichste und bedeutendste der Quertäler ein, das in seinem vielverzweigten, ca 20 Werst langen Laufe zu einem hohen Passe (Saikal-Paß) führt, über den man in das Ürtentö-Tal gelangen kann. Bei der Ausmündung jenes Seitentals hatten sich einst herausgetriftete alte Moränenmassen an einer früheren Endmoräne des sich zurückziehenden Haupttalgletschers aufgestaut; hinter dieser hohen Barre waren später die Gewässer des Saikal zu einem großen, 1¼ Werst breiten See abgedämmt. In dieses Becken mündet orographisch links ein etwa 15 Werst langes, steiles, vergletschertes *Hochtal*, welches in zwei — einem aus S und einem aus SW kommenden — Ästen gabelt, von denen der eine auf dem Firnsattel des östlichen Bayumkol-Gletschers seinen Ursprung nimmt, wo im Vorjahr unser Hochlager stand, während der andere in einem nördlich hiervon gelegenen Firnbecken entspringt.

Gegen seinen Schluß zu wird das im ganzen ungefähr 45 Werst lange Saikal-Tal durch die Endmoränen des periodisch zurückgegangenen Hauptgletschers in mehrere runde, flache Böden zerlegt, in deren Kiesebenen der bisher geschlossen strömende Fluß sich verzweigt. Auf diesen hintereinander ansteigenden, alten Moränen sich erhebende Fichtenbestände schneiden scharf von dem blendenden Weiß der gänzlich vergletscherten, einen weiten Zirkus einschließenden Steilwände ab, die scheinbar den Schluß des Tales bilden. Am Fuße dieser ungemein zerborstenen, in ihren schönen Gipfeln etwa 2000 m über Talsohle (ca 3000 m) ansteigenden Eiswände, bricht kaskadenförmig die malerisch zerschründete, völlig schuttfreie Eiszunge vor und endet nach kurzem Tallauf in der Höhe von 2950 m mit einer 50 m hohen Abbruchwand; ein dunkles Band von Strauchvegetation umsäumt links das Eisgebilde. Erst wenn man sich der orographisch rechten Uferwand genähert hat, kann man wahrnehmen, daß das Tal nochmals nach OSO ausbiegt, und der eigentliche Talschluß — Eiswände, welche den eben beschriebenen ähneln, jedoch etwa 4—500 m niedriger sind — einige Werst weiter in der genannten Richtung liegt. Um diesen obersten Kessel zu erreichen, muß ein etwa ½ Werst breiter, hoher, alter Blockmoränenwall des vorderen Gletschers überstiegen werden. Man gelangt dann, steil absteigend, in ein ungefähr 6—700 m langes, 400—450 m breites, ovales Becken, das, auf drei Seiten von Eiswänden umwallt, auf der vierten durch den eben erwähnten Moränenwall gesperrt ist, den der Fluß in enger Klamm durchbricht. Auf dem durch Ausspülung des aus feinem Kalk- und Schiefermaterial bestehenden Schuttes entstandenen, tischgleich eingeebneten Boden verzweigt sich der Bach. Die talschließenden Wände sind auch hier aus Kalk, Marmor

und Tonschiefer aufgebaut und gehören nicht dem zentralen Hauptkamm an, sondern der parallel mit ihm ziehenden, nördlichen Uferkette des von Pik Nikolai-Michailowitsch gegen den Musart-Paß hinstreichenden, großen Eistals, das wir im Vorjahr entdeckt hatten (siehe S. 12).

Am östlichen Ende des beschriebenen Beckens mündet — aus einer Lücke der Umwallung heraustretend — im Talboden (ca 3100 m) die Endzunge eines großen Gletschers aus, der ein von OSO herbeiziehendes, etwa 20 Werst langes, ziemlich enges Tal füllt; dieses nimmt seinen Ursprung auf der gleichen, plateauartigen, hohen Gebirgsmasse, wie das Ürtentö-Tal, umfaßt in seinem Bogenlauf das oberste Firnbassin dieses Tales und stößt an seinem Schlusse mit dem des Dondukol-Tals zusammen. Aus dem Plateau fließen mehrere kleinere Gletscher in scharfem Winkel zwischen befirnten Gipfeln zum Hauptgletscher herab. Das Ürtentö-Tal schneidet seinerseits ein anderes Hochtal, Maraltö, ab, welches, das Plateau latitudinal durchfurchend (S. 6), zum Dondukol-Tal ausmündet. Wenn man jenes lange Gletschertal, da sein Wasser durch das Saikal-Tal abfließt, als eine Verzweigung, oder als höchstes Quelltal dieses Tales ansieht, so ergibt sich für das Gesamttal eine Länge von ca 70 Werst. Von der Existenz derart ausgedehnter Gletscher in diesem Teile des Tian-Schan hatte man bisher keine Kunde.

Die Erkenntnis dieser verwickelten orographischen Verhältnisse konnte natürlich nicht durch die Begehung des Saikal-Tals allein gewonnen werden. Erst die Ersteigung eines 4500 m hohen Firngipfels im Scheidewall zwischen Saikal und Ürtentö vermittelte den genauen Einblick in den Bau dieses Gebirgsteils und ergänzte die von den Höhen im östlichen Bayumkol und im Mukur-Mutu gemachten Beobachtungen. Da nach der erstmaligen Erreichung des Gipfels die Atmosphäre sich getrübt hatte, mußte die Ersteigung zwei Tage später wiederholt werden. Von der Gipfelhöhe aus wurden durch telephotographische Aufnahmen für diese Beobachtungen Belege gewonnen. Was vorher aus dem Bayumkol-Tal gegen O photographisch aufgenommen wurde, fand seine Ergänzung durch die vom Saikal-Gipfel nach W gerichteten, panoramatischen Aufnahmen. Dadurch, daß diese Arbeiten später nach O hin von hohen Standpunkten im Schlusse des Mukur-Mutu-Tals und des Dondukol-Tals fortgesetzt wurden, habe ich von Sary-dschaß bis zum Großen Musart-Tal eine ununterbrochene Serie der die zentrale Hochregion darstellenden, sich gegenseitig deckenden Panoramen gewonnen, welche eine ausgezeichnete Ergänzung der topographischen Arbeit bilden werden, bei der ohnehin das Detail meistens durch photogrammetrische Aufnahmen erlangt wurde. Hierzu kommen dann noch die besonderen Panoramen der großen Ketten vom Sary-dschaß nach S hin bis zum Kaündü-Tal.

Besuch hochgelegener Alpenseen.

Da mir berichtet wurde, daß auf der Höhe der Westumrandung des Saikal-Tals ein Alpensee liege — im zentralen Tian-Schan eine so seltene Erscheinung —, suchte ich diesen See auf dem Rückweg auf. Kurz bevor der Saikal-Fluß in seine schluchtförmige Enge tritt, steigt man nach W über mit Busch und Wald bestandene, alte Grundmoräne am Gehänge der linken Talwand steil 150 m empor und erreicht so die aufgetürmten Blockmassen einer alten Endmoräne, die ein 1/2 Werst breites Hochtal absperrt. Hinter diesem Walle im O liegt in einem offenbar einstens vom Gletschereise korradierten, tiefen Felsbett ein tiefgrüner Bergsee, etwa 5—600 m lang, 350 m breit, in einem Niveau von ca 2450 m:

er wird von den Kalmaken Nura-nor, von den Kirgisen Kara-kol genannt. Im S wird das Wasserbecken von einer hoch hinauf mit dichtem, dunklem Fichtenwald bewachsenen, steilen Bergwand und im N von einem eben solchen, doch mit Alpenmatten bedeckten Berghang umschlossen, der mit etwa 60 m hohen, steilfelsigen, vom Eise abgeschliffenen Phyllitwänden gegen den Wasserspiegel abfällt. Im W öffnet sich ein etwa 6 Werst langes, steil zum Scheiderücken, hinter welchem das Narynkol-Tal liegt, ansteigendes Hochtälchen, durch dessen Sohle zwischen Wald und dichtem Busch ein starker, klarer Gebirgsbach nach O herabströmt und in kleinen Kaskaden sich in den See ergießt. Schneeige Gipfel entragen rings der Umwallung, auch drüben, jenseit der engen Spalte des Saikal-Tals, und spiegeln sich in den tiefgrünen Fluten. Es ist ein melancholisch ernstes, echt alpines Seebild, dergleichen im Tian-Schan zu den größten Seltenheiten gehört. Durch das jetzt vom Bach durchströmte Hochtal kam einst der Gletscher herab, der das Seebecken in den leicht zerstörbaren Tonschiefern aushöhlte und bei seinem Rückzug den Moränenwall auftürmte, als der, das ganze Saikal-Tal ehemals ausfüllende, große Gletscher, zu welchem dieser Seitengletscher früher ausmündete, zurückgetreten war. Der See hat keinen sichtbaren Ausfluß; die unten in der Sohle des Saikal-Tals zutage tretenden, starken Quellen dürften vom Abwasser des Sees gespeist werden. Während die Ufer sonst rings felsig sind, hat der Zuflußbach auf der Westseite ein kleines, flaches, sandiges Delta gebildet. Die Hochwasserstandsmarken an den Felsufern liegen $2\frac{1}{2}$ m über dem Wasserspiegel. Daß diese nur den Frühjahrs-Hochwasserstand anzeigen, wo der Zufluß stärker ist als der Abfluß, bewiesen die gleich hohen, noch nicht verwischten Wellenschlagspuren im lockeren Sande des Westufers. Der See scheint sich somit nicht im Stadium des Austrocknens zu befinden. Über die schroffen Hänge des Nordrandes, die mit einem das Gehen sehr erschwerenden Filze ungemein hoher Gräser bedeckt sind, stieg ich steil zu einem 3200 m hohen Rücken empor. Man erfreut sich hier eines instruktiven Blickes auf die Umwallung des Kleinen Musart-Tals und hat gerade gegenüber, nahe im S, die aus dem Scheiderücken zwischen den Tälern Narynkol und Bayumkol aufragende, hohe Eispyramide, welche, ihre Umgebung an Höhe weit überragend, durch ihren kühnen Bau das Wahrzeichen der Staniza Narynkol bildet. Die Höhe des erstiegenen Rückens fällt mit der oberen Fichtenwaldgrenze aller nahen Bergzüge zusammen. Nach NO unter dem Bergkamm entlang, dann steil absteigend, gelangte ich in das walderfüllte Buratö-Tal, das weit vorn zum Kleinen Musart-Tal ausmündet, und aus diesem ritt ich zurück zur Staniza Narynkol.

Inzwischen hatte ich Kenntnis vom Vorhandensein dreier anderer Bergseen erhalten, die, wie man mir sagte, zwischen dem mittleren Bayumkol-Tal und dem Kapkak-Tal liegen. Das große Interesse, das solche Gebirgsseen — früher im Tian-Schan so ungemein zahlreich und jetzt so selten geworden — in bezug auf die Geschichte der Vergletscherung und hinsichtlich der Entwicklung der Talbildung im Tian-Schan bieten, beides Verhältnisse, denen ich während dieser Expediton meine besondere Aufmerksamkeit zugewendet hatte, veranlaßte mich, auch diese Hochseen zu besuchen und an ihnen zu prüfen, ob die an meine bisherigen Beobachtungen geknüpften Folgerungen zutreffend seien.

Im mittleren Bayumkol-Tal, da, wo es aus seiner Südrichtung in die Ostsüdostrichtung übergeht, und kurz vor seiner zweiten, großen, beckenförmigen Erweiterung, mündet orographisch links das bei seiner Mündung etwa 1/4 Werst breite, von Fichtenwald erfüllte Tal Ak-kul ein, aus welchem ein starker Bach herausfließt. Umgelagerter Glazialschutt verbreitet sich aus seiner Mündung terrassenförmig in das Haupttal und Diluvialterrassen begleiten auch den Lauf des Baches noch einige Werst taleinwärts. Das Tal zieht bei einer Länge von 20 Werst zuerst südöstlich, dann südlich und südwestlich, doch ist die Hauptachsenrichtung SSW, dem Streichen der Granite folgend, welche der ganzen Tallänge nach

die Umwallung bilden; am Taleingang ist der Granit dickbankig abgesondert und stark disloziert. Nach 4 Werst beginnt das Tal sich zu verengen und hat nach 5 Werst nur mehr eine Breite von 50 m. Dort schlug ich mitten im dichtesten Fichtenwald mein Lager auf (2600 m) und ging das Tal hinauf bis nahe zu seinem Schlusse, wo der See Ak-kul liegt. Die Sohle des Tales ist stark geneigt, die Ufer zu beiden Seiten auf der ganzen Länge seines Laufes so reich an starken Quellen, wie ich sie in gleicher Zahl bisher noch in keinem Tian-Schan-Tal wahrgenommen hatte. Diesen, den stark dislozierten Graniten entströmenden Quellen und nicht dem Seeabfluß verdankt der Talbach seinen großen Wasserreichtum. Die Granitwände der Umwallung sind bis zu beträchtlicher Höhe von Glazialschutt eingehüllt, auf dem viel Wald, Busch und reiches Alpengras gedeiht, höher oben vom Eise abgeschliffen. Da, wo das Tal sich aufs neue beträchtlich erweitert, wird es in seiner ganzen Breite durch einen ungeheuren Moränenblockwall abgesperrt, dessen Niveau mit der Waldgrenze (ca 3000 m) zusammenfällt. Hinter diesem Walle hat die Talsohle nur mehr geringe Neigung. Man wandert beständig über Aufschüttungsgrund zwischen alten, begrünten Seitenmoränen und gelangt zu sumpfigen, grünen Böden beckenförmiger Weitungen, die früher Alpenseen eingeschlossen haben. Das Profil des Tales und das Relief der Ablagerungen auf seinem Boden sind typisch für ein durch Glazialwirkung ausgestaltetes Tal. Die meisten der zwischen den einzelnen Seebassins gelegenen, sie früher scheidenden Moränenrücken sind nur mehr in geringen Resten sichtbar. Endlich gelangt man zum Fuße eines gewaltigen, talsperrenden Blockmoränenwalls, der sich auf einer Strecke von ca 2 Werst taleinwärts dehnt. Unmittelbar dahinter liegt der See Ak-kul im Bette eines früheren Gletschers, der aus den jetzt eisfreien, karförmigen Weitungen der zwei Quelltäler — eines aus SO, das andere aus SW heranziehend — hervorkam.

Kurz vor dem Beginn des Seebeckens geben diese Quelltäler ihre bisherige steile Neigung auf und vereinen sich, flach im Tale des Seebodens auslaufend. Man kann den Lauf der jetzt begrünten, alten Grundmoränen in beiden Quelltälern, ebenso wie die Züge der Seitenmoränen noch sehr deutlich verfolgen. Dadurch, daß das Tal gleich nach Vereinigung der beiden Quelltäler eine Biegung erfährt, und anderseits dadurch, daß der Endmoränenwall von einem aus O einmündenden, früheren, bedeutenden Gletscher große Zufuhr erhielt, so daß hier die Blockmassen, kapförmig ausspringend, in das Becken vorgetrieben wurden, erhielt der See unregelmäßige Gestalt. Es läßt sich nichtsdestoweniger die durchschnittliche Länge auf 400 m, die Breite auf 170 m schätzen. Das Niveau ist 3350 m; die aus den Quelltälern von den Bächen herbeigeführten Detritusmengen haben das Seebecken schon so weit aufgefüllt, daß nur mehr etwa die Hälfte und zwar mit seichtem Wasser bedeckt ist, das infolge der in ihm schwebenden Tonteilchen ein milchiges, grauweißes Aussehen hat. Deshalb der Name Ak-kul = weißer See. Das Schicksal dieses im letzten Stadium seiner Existenz befindlichen Sees ist typisch für die Geschichte von hunderten, früher in den Tian-Schan-Tälern eingeschlossen gewesenen Seen. In den Frühlingsmonaten soll das Seebecken alljährlich noch von den Schmelzwassern des Winterschnees aufgefüllt werden, 5—6 m über seinem jetzigen Tiefstand, wie mir die Kirgisen berichteten. Ich fand die Bestätigung dieser Angabe an den Blöcken des Moränenwalls, die in gleicher Höhe am Seerand mit feinem, grauweißem Tonschlamm überzogen waren, der sich noch plastisch erwies. Das Abwasser des Sees findet seinen Ausweg unter dem Blockwall und tritt als kleiner Bach an dessen unterem Ende zutage. Von den Quelltälern des Ak-kul entspringt das östliche an einem Rücken, über den ein Paß in das Aschu-tör-Tal führt, das westliche an einem solchen, durch dessen Querung man in das Kap-kak-Tal gelangen kann.

In einem zwischen den Tälern Ak-kul und Aschu-tör eingeschalteten Tale liegt der

See Jaschik-kul, den ich nicht besuchte; die Kirgisen berichteten mir jedoch, er sei noch etwas mehr aufgefüllt, als der Ak-kul.

In seinem wasserreichen Zustand befindet sich hingegen noch der See Kara-kul, der im Schlusse eines in das Kap-kak-Tal aus SO einmündenden, sehr bedeutenden Seitentals, Kara-kul-sai, liegt. Dieses Seitental erreicht fast die Dimensionen des Haupttals und birgt den gleichen Reichtum an Alpenwiesen und Wäldern, wie dieses. Ich gelangte dahin, indem ich aus dem Ak-kul-Tal nach WSW in ein Seitental (Jar-kasn-sai) eindrang, nahe an seinem Schlusse nach WNW abschwenkte und einen 3700 m hohen Rücken überstieg; den Oberlauf des Kara-kul-sai erreichte ich dann im Niveau von 2350 m. Auch Profil und Bodenrelief dieses schönen Alpentals sind typisch für seine Ausgestaltung durch Glazialtätigkeit. Eine Serie jetzt verschwundener Seen läßt sich in ihren Spuren im Laufe des Tales erkennen; alle diese Gebilde verdankten den gleichen Ursachen Entstehen und Vergehen, wie der See Ak-kul. Das Tal ist gleichfalls ganz in granitische Gesteine eingeschnitten, zwischen welchen hier Diabasdurchbrüche beobachtet werden können. Der See wird durch einen über 100 m hohen Blockmoränenwall abgesperrt, sein Wasser hat eine tiefgrüne, schwärzliche Färbung, die den Namen Kara-kul = schwarzer See, rechtfertigt. Die Länge des Beckens ist 850 m, die Breite 400 m, das Niveau ca 3400 m. Die regelmäßig ovale Form des Beckens wird nur durch zwei kleine Buchten gestört. Seinen Hauptzufluß erhält der See aus einem Quelltal, durch welches aus SSW, aus einem sehr weiten, von schroffen, hohen Wänden umfaßten, jetzt eisfreien Kar der sehr bedeutende Gletscher herabfloß, welcher das flache Seebecken trogförmig zwischen den Granitwänden korradiert hat. Aus Quertälern einmündende Seitengletscher förderten die Korrasionsarbeit. Der Frühjahrswasserstand liegt, nach den Flutmarken der Ufer zu schließen, ca 4—5 m über dem Herbstniveau. Die Ausfüllung des Seebeckens ist noch nicht beträchtlich; die Wasserfläche besitzt eine imposante Ausdehnung. Der, wie man mir sagte, fischreiche See ist nicht ohne landschaftlichen Reiz, entbehrt jedoch des belebenden Schmuckes von Wald und bedeutender Bergformen in seiner Umwallung. Der Abfluß sucht auch hier seinen Weg unter den Blockmassen der absperrenden Moräne.

Während ich mich mit der Untersuchung dieser Seen beschäftigte, hatte ich den Tiroler Kostner nach den Mukur-Mutu-Hochtälern geschickt, der dort Ersatz für die photographischen Aufnahmen schaffen sollte, die im Vorjahr in diesen Tälern gemacht und dann im Musart-Fluß zugrunde gegangen waren. Auch hatte er den Auftrag, in den fossilienführenden Kalken dort nochmals Umschau zu halten. Es glückte ihm, trotzdem diese an Fossilien so reichen Kalke durch die unmittelbare Nähe der Granite stark umgewandelt, und die Fossilien bis zur Unkenntlichkeit verpreßt sind — siehe meine früheren Angaben (S. 6) —, eine Bank zu entdecken, der eine noch bestimmbare unterkarbonische Fauna entnommen werden konnte.

Erforschung des Dondukol-Tals und zweiter Besuch des nördlichen Musart-Tals.

Andauernd schönes Herbstwetter schien meine Forschungen noch weiter begünstigen zu wollen. Ich wandte mich nunmehr den bisher noch unbekannten, bedeutenden Nebentälern des Nördlichen Großen Musart-Tals zu, da deren Zusammenhang mit dem vom Pik Nikolai-Michailowitsch nach O abzweigenden, großen Gletschertal und dessen Umrandung für die Ergänzung meiner topographischen Arbeiten von großer Wichtigkeit war. Schon im

Vorjahr hatte das mit dem Großen Musart-Tal 7 Werst vor dessen Ausgang zur Tekes-Ebene (15 Werst vor der Einmündung des Flusses in den Tekes) sich vereinende Tal Dondukol meine Aufmerksamkeit auf sich gezogen (siehe S. 30), nicht nur durch den landschaftlichen Reiz der seine Mündung umstehenden waldigen Berge, sondern vorwiegend durch die große Wassermenge, welche sein Ausfluß dem Musart-Strom zuführt. Da jener Wasserlauf fast so stark ist, als der Hauptfluß, mußte auf große Gletscher im Tale geschlossen werden, von deren Existenz jedoch bis jetzt nichts bekannt war.

Von meinem Hauptquartier, der Staniza Narynkol, erreichte ich in einem leichten Tagesmarsch (ca 40 Werst) den Eingang des Dondukol-Tals, aus dessen weiter Öffnung fluvioglaziale Schuttmassen in begrünten Terrassen von großer Mächtigkeit weit hinaus ziehen und sich mit den gleichen Bildungen des Haupttals in flachem Winkel schneiden. Rückläufige Bildung ist hier zu erkennen. Die vorzüglichsten Grasplätze der Kalmaken liegen auf jenen weiten Aufschüttungsböden. Gleich nach seiner Mündung (ca 2050 m) verengt sich das Tal auf 60 m und ist von sehr dichtem, hoch an die Berghänge ansteigendem Fichtenwald erfüllt. Diluvialterrassen begleiten seinen Lauf, bis es sich, schon nach wenigen Werst, zur Klamm von 10—12 m Breite verengt, stellenweise aber nur 6 m breit ist. Die Durchschreitung dieser 6 Werst langen Klamm ist schwierig und nur in vorgerückter Jahreszeit möglich. Auch jetzt, im Spätherbst, brauste noch ein bedeutender Wasserschwall durch die düstere, von Trümmern erfüllte Enge; sie wird durch einen in drei Stufen von je 15—18 m Höhe gegliederten Wasserfall unterbrochen, wo der Weiterweg, ebenso wie an vielen anderen Stellen, durch eine Wildnis von Wald und Blöcken über steiles Gehänge und Terrassen der Felswände erzwungen werden muß. Im Sommer pressen sich gewaltige Fluten durch die Enge — wie die Marken an den Felsmauern anzeigen, 4 m über Herbstwasserstand — und die Kalmaken sind gezwungen, mit ihren Herden den weiten Umweg durch die Mukur-Mutu-Täler und das Maraltö-Tal, zwei hohe Pässe überschreitend, einzuschlagen, um zu den vorzüglichen Weideplätzen am Oberlauf des Dondukol-Tals zu gelangen. Auch die kalmakischen Jäger wählen diesen Weg, wenn sie im Frühjahr dem wegen seines kostbaren Geweihs so sehr begehrten Maralhirsch nachstellen, der in den dichten Wäldern des Dondukol-Tals noch sehr häufig ist.

Die Talachse hat die allgemeine Richtung nach S, erfährt jedoch Ausbiegungen nach O und W, besonders gegen den Schluß hin nach O. Gebirgsbildende Gesteine sind zunächst ein mächtiger Horizont grüner, phyllitischer Schiefer verschiedenartiger Ausbildung, manchmal den Grauwackenschiefern ähnelnd, manchmal aphanitisch. Zwischen ihnen treten Zonen kristallinisch gewordener Kalke auf; hierauf folgt unmittelbar Gneis und Gneisgranit, sodann Granite verschiedenartiger Struktur und mehr oder weniger kristallinisch gewordene oder in Schieferform umgewandelte Kalke und wirkliche Marmore, Serien, zwischen welchen sich diabasisches Gestein eingelagert findet. Das Streichen des ganzen Schichtensystems ist stark der O—W-Richtung genähert mit kleinen Abweichungen nach S oder N, das Fallen sehr steil, 60—70°. Der Aufstieg zu einem hohen Berge bot mir folgedessen durch eine lange Gratwanderung willkommene Gelegenheit, auf dieser Strecke den Wechsel der Gesteine genau zu verfolgen und Proben der ganzen Suite einzusammeln. Das Geröll des Bergstroms weist jedoch schon im Mittellauf des Tales mehr und mehr darauf hin, daß die höchste, Talschluß bildende Kette auch in diesem, wie in den anderen, nördlichen Quertälern, ausschließlich aus Sedimenten: mehr oder weniger umgewandelten Tonschiefern und Kalken, sowie aus Marmor aufgebaut ist.

Kaum daß die großartige Wildschlucht sich von neuem zum Tale erweitert hat, wird dieses durch einen ungeheuren Bergsturz gesperrt. Diese gewaltige Trümmermasse erfüllt das Tal auf eine Länge von 1½ Werst, und erreicht eine Höhe von mehr als 100 m über

Talsohle (ca 2340 m); sie besteht ausschließlich aus Phyllit und grünem, diabasischem Gestein, das von beiden Uferwällen, mehr jedoch vom linken herabstürzte. Ein für die Tragtiere schwieriger Pfad führt über diese kolossale Trümmeranhäufung, hinter welcher der Fluß zu einem See von fast 2 Werst Länge, und einer durchschnittlichen Breite von 150 m aufgestaut war, bis es ihm gelang, sich unter dem Walle einen Ablauf auszuwühlen; vermutlich hat er sein altes Bett wieder gefunden. Fast seinem ganzen Laufe nach ist das Talgehänge von den schönsten, dichtesten und zusammenhängendsten Fichtenbeständen bedeckt, die ich im Tian-Schan gesehen habe. Da überdies, infolge der erwähnten Steilaufrichtung der Schichten, die Kämme der Uferketten sehr zerrissen, tief gescharte und zu Reihen schroffer, mannigfach gestalteter, gletschertragender Gipfel ausgebildet sind, ja sogar öfters das Gehänge selbst in ein Chaos von Zacken aufgelöst erscheint, und da endlich der wasserreiche, klare Bergstrom, die schönen Alpenwiesen, das zahlreiche, hohe Buschwerk besonderen Schmuck des Tales bilden, zählt dieses zu den landschaftlich bevorzugtesten der Tian-Schan-Täler.

Überall, wo das Tal sich erweitert, sind die untrüglichen Spuren seiner glazialen Vergangenheit im Relief seines Bodens und den hoch an die Talwände hinaufreichenden, alten Moränenmassen erhalten geblieben. Ein einziges, bedeutenderes Seitental mündet, und zwar auf der orographisch rechten Seite ein; auch an seiner Mündung lagern hohe, begrünte, alte Moränenrücken. Sonst kommen alle Zuflüsse des Haupttals nur aus walderfüllten Hochschluchten.

Nach etwa 26 Werst sperrt eine etwa 1½ Werst breite, alte Endmoräne das Tal abermals ab, und der Fluß bahnt sich durch sie einen Weg in klammartiger Spalte. Hinter der Moräne ist das im allgemeinen mit sehr geringem Gefälle ansteigende Tal nur mehr ein flacher Aufschüttungsboden von 2—300 m, der sich ganz am Schlusse bis zu 3—400 m Breite erweitert. Dort ist die linke Uferkette in eine Anzahl schroffer, mit Gletschern geschmückter Gipfel zerlegt, deren höchster mit seiner Westflanke das aus NW herbeiziehende Ürtentö-Tal abschließt (siehe S. 64). Nach etwa 35 Werst steht man am Fuße der talschließenden Kette, eines sich ungefähr 2000 m über Talsohle (ca 2850 m) erhebenden, ganz in Firn und Eis gehüllten Walles, dessen Gletscher direkt zum ebenen Kiesboden der zirkusförmigen Talweitung abstürzen. Der Talschluß hat insofern große Ähnlichkeit mit dem des Bayumkol-Tals, als er sich, gleich diesem, in zwei Gletschertäler verzweigt, ein nach O und ein nach W ziehendes, von denen, wie im Bayumkol-Tal, das westliche das längere, das östliche das formenreichere ist. Die Länge des westlichen, in einem engen Tale mit mäßiger Neigung herabziehenden Gletschers schätze ich auf 5—6 Werst; seinen Abschluß bildet ein flacher Firnsattel, dessen Richtung in das östliche Saikal-Tal hinzeigt. Der Gletscher wird an seinem Nordrand von einem Bergrücken begleitet, der bis nahe zu seiner schroffen Kammhöhe begrünt ist, während seinem Fuße entlang ein Gürtel von Buschwerk mit einzelnen, dazwischen aufragenden Fichtenbäumen zieht. Noch auffälliger erschien mir das Hinaufreichen des Waldes im Eise des Mittelgletschers. Dort ist den schroffen Eiswänden unmittelbar ein über 300 m hoher, ganz von Moränenschutt eingehüllter Rücken vorgelagert, mit Gras und Buschwerk bis zum Scheitel, bis zu zwei Drittel seiner Höhe mit Fichtenwald bestanden, welcher demnach mehrere Hundert Meter in die Zone des Eises hinaufzieht. Den Glanzpunkt des Talschlusses bildet der östliche Gletscherarm. Man erblickt dort eine Gruppe ungemein schroffer, reich vergletscherter Felsberge und einige Firngipfel, zwischen denen ein Sattel tief eingeschnitten ist; über ihn kann man in den Schluß des nächsten, großen Nebentals des Musart-Tals, in das Tal Chamer-dawan (siehe S. 31), gelangen. Diesem, durch einen nasenförmigen Felszacken flankierten Paßeinschnitt verdankt das Tal seinen Namen: (Chamer-dawan = Nasenpaß). Der talschließende Wall des

Dondukol-Tals gehört nicht der Hauptwasserscheide an, sondern bildet, sowie der des Saikal-Tals, einen Teil der Nordumwallung des vom Pik Nikolai-Michailowitsch nach O ziehenden, großen Gletschertals.

Um in alle diese Verhältnisse, insbesondere in den Verlauf des letztgenannten Tales, genaueren Einblick zu gewinnen, bestieg ich einen in der rechten Uferkette des Dondukol-Tals aufragenden, ungefähr 4000 m hohen Gipfel. Ich gelangte zu ihm über einen begrünten Paßeinschnitt (ca 3300 m), der einen Übergang in das Große Musart-Tal vermittelt; man würde die Sohle dieses Tales in der Nähe des zweiten Piketes erreichen. Ich habe schon erwähnt, daß mir die Überwanderung der Kammhöhe Gelegenheit zur Sammlung aller Gesteine in der Schichtenfolge der Uferkette gab; außerdem konnten von der gewonnenen Höhe aus telephotographische Aufnahmen der vom Pik Nikolai-Michailowitsch nach O abzweigenden Kette und des dahinter aufragenden Khan-Tengri gemacht werden. Den Glanzpunkt der Aussicht und den wichtigsten Teil der aufgenommenen Gebirge bildeten jedoch die gipfelreichen, großartigen Ketten, östlich vom Musart-Paß, welche die Täler Ak-su und Agiaß begrenzen.

Meine Absicht, auch noch einen Gipfel in der Westumwallung des Tales zu ersteigen, um den Zusammenschluß der Täler Dondukol, Ürtentö, Saikal und des vielerwähnten, großen Gletschertals aus nächster Nähe aufzunehmen, ließ sich nicht mehr verwirklichen: der begrünte Teil des Steilgehänges, gegen O gerichtet, erwies sich schon so hart gefroren, daß wir mit unseren abgenutzten Bergschuhen keinen Halt mehr daran fanden, und Fußeisen waren nicht zur Stelle. Die Gewalt des Frostes hatte überhaupt, trotz der sonnigen Tagesstunden, derart zugenommen, daß man sich nachts in den dünnen Bergzelten, ungeachtet aller schützenden Umhüllungen, nicht mehr zu erwärmen vermochte. Es war nun Ende Oktober geworden und der Aufenthalt in den Hochtälern fing an, unmöglich zu werden. Aus diesem Grunde mußte ich zu meinem großen Bedauern darauf verzichten, sowohl das nächste bedeutende Quertal, Chamer-dawan, zu durchwandern, als das große, am Pik Nikolai-Michailowitsch abzweigende Gletschertal zu besuchen. Beides wäre zur Ergänzung meiner bisherigen Forschungen sehr wichtig gewesen. Manches, was mir dort zur Gewißheit geworden wäre, mußte infolgedessen eine bloß auf Wahrscheinlichkeit beruhende Annahme bleiben. Ich beschränkte mich darauf, nochmals durch das Große Musart-Tal bis zur Mündung des Chamer-dawan aufwärts zu wandern, weil die Croquierung dieser Strecke zur Ergänzung meiner Aufnahmen nötig war, und weil ich einige geologische Beobachtungen, die im Vorjahr unterblieben waren, nachholen wollte.

Aus der Mündung des Chamer-dawan-Tals (ca 2400 m) kamen mächtige, alte Moränen heraus, deren Form sehr gut erhalten ist, und die, mit der hier mehrere Werst breiten, alten Endmoräne (siehe S. 31) des Hauptgletschers vereint, dem Relief des Talbodens viel Wechsel verleihen. Die schon am Taleingang vergletscherten Uferketten und der sogar in dieser späten und trocknen Jahreszeit noch bedeutende Wassergehalt des Talbachs lassen auf einen in diesem Tale aufgespeicherten, erheblichen Vorrat an Gletschereis und Firn schließen. Die Kalmaken, welche es im Sommer mit ihren Herden besuchen, sprachen von ausgedehnten Gletschern.

Durch das Tekes-Tal und über den Temurlik-Tau nach Kuldscha und Taschkent.

Die Forschungen im Hochgebirge hatten somit ihr Ende erreicht. Meine nächste Aufgabe war, in Narynkol die Sammlungen zu verpacken und über den San-tasch-Paß zu schicken, ehe die nahe bevorstehenden Schneefälle dies unmöglich machen konnten. Den

Rückweg dachte ich dann über Kuldscha zu nehmen, weil ich die vor zehn Jahren schon von mir aufgefundenen, fossilienreichen Kalke im Temurlik-Tau, im Chonochai-Tal — Quelltal des Dschidschen — nochmals besuchen und ausbeuten wollte. Ich hoffte auch, auf dem Wege durch das Tekes-Tal abwärts noch ein großes Telepanorama des ganzen, zwischen Khan-Tengri und Karagai-tasch-Paß sich erstreckenden Riesenwalls des Tian-Schan aufnehmen zu können. Leider wurde mir jedoch auf diesem Wege die Gunst des Wetters untreu. Herbstnebel deckten nun, allerdings in diesem Jahre um einen Monat später als gewöhnlich, das Hochgebirge. Nur weniges konnte in die Camera gebracht werden. Bei gelegentlicher Aufklärung überraschten mich auch diesmal wieder die gewaltigen Formen der in diesem, so wenig bekannten Teile der großen Kette aufragenden Gipfel und der Reichtum an Firn und Gletschern. Insbesondere die Umwallung der beiden, fast auf dieser ganzen, langen Strecke das Gebirge zerteilenden, großen Längstäler Agiaß und Kok-su, die erst in ihrem Unterlauf, plötzlich umbiegend, in die Quertalrichtung übergehen und zum Tekes einmünden, übertrifft in dieser Hinsicht alle Vorstellungen. Hier bleibt der Gebirgsforschung noch ein weites, ungepflügtes Feld offen. Zwar sind die genannten, großen Täler gerade in den letzten Jahren öfters von englischen Reisenden besucht worden, jedoch ausschließlich der Jagd wegen, und die Geographie hat leider durch diese Expeditionen keine Bereicherung erfahren.

Auch die Begrenzung der ehemaligen, großen Randseen fesselte auf dem Wege, ca 100 Werst im Laufe des Tekes abwärts, meine Aufmerksamkeit; ich werde jedoch erst im ausführlicheren Bericht auf diesen Gegenstand eingehen.

Nahe dem Austritt des Dschidschen-Flusses aus dem Gebirge angelangt, war ich überrascht von der hier stattgefundenen, großen Veränderung. Das frühere, bescheidene Lamakloster Sumbe und die einfachen Tempelbauten, die ich zehn Jahre früher besucht hatte, waren verschwunden. An ihrer Stelle hatte man etwas höher, am Abhang des Gebirges eine sehr ausgedehnte Lamaniederlassung von einigen Hundert stattlichen Blockhäusern errichtet, in welchen jetzt 2—300 Lamas behaglich leben. Wirtschaftsgebäude, riesig aufgetürmte Heuschober usw. unterbrechen die Gleichmäßigkeit der Blockhausgruppen. In ihrer Mitte erhebt sich ein großartiger, weitläufiger Tempelbau, von großen Höfen umschlossen, von kleineren Tempeln und zierlichen Pavillons flankiert. Die ganze Anlage, von chinesischen Arbeitern hergestellt, ist reich, in ihrer Gliederung harmonisch und bedeutend, in der Ausführung sorgfältig und geschmackvoll, in der Bemalung heiter und diskret, sicherlich eines der schönsten Tempelgebilde im westlichen China. Alles ist aus Holz hergestellt, nur die Plattformen, auf welchen die einzelnen Tempelbauten sich erheben und die monumentalen Tore des inneren Tempelhofs sind aus gebrannten Ziegeln. Ausgedehnte Wälder wurden vernichtet, um diese weite Lamaserie herzustellen. Der alte Da-Lama, der mich vor zehn Jahren ungemein gastfreundlich aufgenommen hatte, war inzwischen gestorben; allein auch sein Nachfolger zeigte sich gefällig und aufmerksam. Er erlaubte mir Inneres und Äußeres der Tempel zu photographieren und führte mich sogar selbst überall umher.

Leider hatte sich die Witterung nun ganz zum Schlimmen gewendet; plötzlich war der Winter mit voller Strenge, starken Schneefällen und empfindlicher Kälte hereingebrochen. Die Überschreitung des Temurlik-Tau war nun keine leichte Sache mehr. Als ich am 5. November die gastliche Lamaserie (ca 1950 m) verließ, in tiefem Schnee dem Gebirge mich zuwendend, gab ich fast die Hoffnung auf, noch Fossilien sammeln zu können. Wider Erwarten glückte es dennoch, im Chonochai-Tal eine reiche, unterkarbonische Fauna einzuheimsen. Freilich beeinträchtigte der tiefe Neuschnee die Arbeit, und die Ausbeute wäre unter günstigeren Verhältnissen jedenfalls weit bedeutender geworden.

Der Chonochai-Paß, den ich überschreiten wollte, war ebenso, wie die anderen, nahe gelegenen Pässe bereits durch Schnee gesperrt; nur der weit längere Weg durch die De-

fileen des Schateh-Passes (ca 3000 m) stand mir noch offen. Die Überschreitung erfolgte bei unaufhörlichem Schneefall unter großen Mühseligkeiten. Ich konnte zu meinem Bedauern von dem landschaftlich ebenso reizenden, wie geologisch interessanten Gebiet nur mehr wenig Nutzen ziehen und mußte froh sein, als ich nach zweitägiger Wanderung meine Karawane am Nordfuß des Gebirges im Kalmaken-Aul Ukurtschö (ca 1400 m) in Sicherheit wußte. Von dort ging es hinaus in die Ili-Ebene nach Kainak (ca 750 m), und am 9. November erreichte ich Kuldscha. Da sich ein großer Teil meiner Sammlungen noch in Prschewalsk befand und dort erst umgepackt und weitergeschickt werden mußte, blieb mir nichts übrig, als von Dscharkent aus, das Gebirge (Ketmen-Tau) nochmals zu queren, trotz der durch Schneefälle und Vereisung fast unpassierbar gewordenen Wege. Nur infolge der dankenswerten Unterstützung des Kreischefs von Dscharkent, Herrn Smirnow, der die Kirgisen zu meiner Hilfe aufbot, gelang die Überschreitung. Anfangs Dezember traf ich in Taschkent ein.

Rückblick.

Werfe ich einen Rückblick auf die Ergebnisse dieser langen, mühe- und sorgenvollen Expedition, so halte ich mich berechtigt auszusprechen, daß sie für die Wissenschaft nicht ergebnislos verlaufen ist. Nach Herstellung einer Karte, in welcher alle, während der Reise gemachten, topographischen Aufnahmen verwertet sind, wird die bisherige Vorstellung vom Bau des zentralen Tian-Schan in mancher Hinsicht verändert und ergänzt werden.

Durch die von Herrn Keidel übernommene Darstellung des geologischen Baues der durchreisten Gegenden werden die in diesem Bericht bereits enthaltenen, neuen Tatsachen vielfach vermehrt und näher erläutert, die bis jetzt verbreitete Kenntnis von der Struktur und Tektonik dieses gewaltigen Gebirges in vielen Punkten ergänzt, in anderen berichtigt werden. Die Grundlage für diese Darstellung werden die im Verlauf der Expedition angelegten paläontologischen und petrographischen Sammlungen bilden, von denen die erstere wohl die reichste ist, welche in diesem Teile Zentralasiens je zustande gebracht wurde, während ihr die petrographische an Bedeutung kaum nachsteht. Durch beide Sammlungen wird neues Licht über die Stratigraphie Zentralasiens verbreitet werden.

Bevor dieses große Material nicht von kompetenten Fachmännern gesichtet und bestimmt ist, wäre es gewagt, aus den in diesem vorläufigen Bericht niedergelegten und aus anderen, noch nicht darin zum Ausdruck gebrachten Tatsachen Schlüsse zu ziehen. Nur in einem Punkte steht meine wissenschaftliche Überzeugung heute schon fest und zwar darin, daß auch für den Tian-Schan eine Eiszeit angenommen werden muß. Vieles, was zur Stütze dieser Anschauung im vorliegenden Bericht nur angedeutet werden konnte, wird in einem später folgenden näher entwickelt, und ein erdrückendes Beweismaterial für meine Annahme ins Feld geführt werden. Freilich mag die letzte Eiszeit im Tian-Schan, von der allein vorläufig als von etwas Feststehendem gesprochen werden kann, einen von den Eiszeiten Europas verschiedenen Verlauf genommen haben, entsprechend den besonderen, in Zentralasien dem Ende der Eiszeit vorangegangenen Erscheinungen in der Verteilung von Wasser und Land, und anderen, spezifisch zentralasiatischen Verhältnissen. Darüber, ob nicht, gleich wie in anderen Gebirgsländern, auch in diesem, mehrere Eiszeiten einander ablösten, wird ein Urteil erst dann zulässig sein, wenn die beobachteten Tatsachen einer genaueren Prüfung unterzogen worden sind. Man könnte vielleicht gegen meine Annahme schon jetzt einwenden, daß in den weiten, am Fuße der Gebirge Zentralasiens sich erstreckenden Landstrichen, keine Spuren einer ehemaligen Eisbedeckung vorhanden sind,

wie man sie in Europa und Amerika so zahlreich findet. Ich möchte daher gleich hervorheben, daß in Gegenden, wo Aufbreitung und Abräumung so außerordentlich gewirkt haben, wie in diesen, wo ferner, infolge der stärksten thermalen Gegensätze und anderer klimatischer Einflüsse, auf die hier nicht näher eingegangen werden kann, die Zerstörung und Abtragung des alten Bodenreliefs und seine Verhüllung so weit vorgeschritten sind, Glazialspuren natürlich nicht in gleichem Maße erhalten sein können, wie in Europa und Amerika. Nichtsdestoweniger fehlen sie keineswegs, was ich auf Grund meiner Beobachtungen erweisen werde; und da bisher noch niemand ernstlich darnach gesucht hat, ist es nicht ausgeschlossen, daß sich solche Spuren noch in weit größerer Zahl und Verbreitung finden werden.

Während dieser Expedition wurde die Photographie in hervorragendem Maße in den Dienst der Forschung gestellt, um so viel als möglich auch durch bildliche Darstellungen Belege für die beobachteten Verhältnisse und anschauliche Ergänzungen zu den Beobachtungen zu gewinnen. Mit drei Apparaten verschiedener Konstruktion und Bildgröße, sowie mit verschiedenartigen, den verschiedenen Verhältnissen angepaßten Platten wurde gearbeitet, und ausgiebiger Gebrauch von der durch neue Verbesserungen zu schönen Ergebnissen führenden Telephotographie gemacht, die in schwer zugänglichen Hochgebirgsgegenden als ein unentbehrliches Hilfsmittel des Forschers angesehen werden muß. Es wurden während der Expedition im ganzen mehr als zweitausend Aufnahmen gemacht, deren Abdruck dem Beschauer eine bisher unbekannte Gebirgswelt erschließen wird.

Weniger reich, als die paläontologische und petrographische Sammlung, ist die botanische, da ihrer Aufbringung nicht eine systematische Tätigkeit zugewendet werden konnte; sie wurde nur in solchem Maße zustande gebracht, als Zeit und Kraft ausreichten, neben den anderen, in erster Linie auf dem Reiseprogramm stehenden Arbeiten, auch auf diesem Gebiet tätig zu sein. Bei Hochgebirgsreisen, wo Zeit und Kraft des Reisenden ohnedem so intensiv in Anspruch genommen werden, wo überdies sich oft die Witterungsverhältnisse recht feindlich erweisen, und wegen der beständigen Hast, welche den Reisenden seinen schwer erreichbaren Zielen entgegen treibt, oft die vorzüglichsten Fundstellen nur höchst flüchtig, manchmal gar nicht ausgebeutet werden können, wo meistens nur im Fluge etwas von der Flora erhascht werden kann, muß von vornherein auf systematisches Botanisieren verzichtet werden. Nichtsdestoweniger ist auch die botanische Sammlung nicht unbedeutend und enthält neben zahlreichen Exemplaren der Hochgebirgsflora, eine ziemlich reiche Ausbeute der ersten Frühlingsflora der südlichen Tian-Schanischen Steppen und Wüsten.

Die Verhältnisse für Anlegung einer zoologischen Sammlung sind bei einer, in erster Linie anderen Zwecken dienenden Hochgebirgsreise noch ungünstiger. Dennoch wurde auch dieser Zweig wissenschaftlicher Sammeltätigkeit nicht vernachlässigt. Die zustande gebrachte Kollektion ist sehr ansehnlich, und enthält manche interessante Stücke.

Während der ganzen Dauer der Expedition wurden täglich zweimal Druck, Temperatur und Feuchtigkeitsgehalt der Luft gemessen, und zwar der Luftdruck gleichzeitig mit drei Anäroiden, deren Stand in ein- oder mehrtägigen Zwischenräumen mit dem Siedethermometer verglichen wurde. Für die Bestimmung der Temperaturschwankungen wurden Maximum- und Minimumthermometer verwendet. Außerdem wurden Beobachtungen der Insolation, der Windstärke und der Wolkenbildung so weit als möglich gemacht. Auf solche Weise wird die Verarbeitung dieser Beobachtungen ein anschauliches Bild der klimatischen Verhältnisse der durchreisten Gegenden liefern und gleichzeitig für mehrere hundert Punkte dem Kartenbilde die nötigen Koten vermitteln.

Wenn es mir demnach gelungen ist, in diesen schwer zugänglichen Gebieten einige Erfolge zu erringen, so war mir hierzu das Wohlwollen und die Unterstützung, welche meinem

schwierigen Unternehmen von der Vorstandschaft der Kais. Russ. Geograph. Gesellschaft zuteil wurde, außerordentlich förderlich. Ich spreche daher meinen ehrfurchtsvollen Dank dem erlauchten ersten Präsidenten dieser um die Erforschung Zentralasiens so hoch verdienten Gesellschaft, Sr. Kaiserl. Hoheit Großfürst Nikolai Michailowitsch aus, der meine Expedition mit großer Sympathie begleitete und begünstigte. Auch dem aktiven Präsidenten der genannten Körperschaft, dem berühmten, ersten Erforscher des Tian-Schan, P. P. Semenow, drücke ich für seine ausgezeichneten Ratschläge und für das ausgestellte Atkritiilist der Gesellschaft, sowie für die bei den höchsten Kais. Russ. Behörden zum Vorteil meiner Expedition erwirkten Begünstigungen meinen ergebensten Dank aus. Zu lebhaftem Danke fühle ich mich auch dem ersten Sekretär der Gesellschaft, Herrn Professor Grigoriew, verpflichtet, für die Überlassung der reichen und wertwollen, russischen Literatur über den Tian-Schan und für so viele, freundliche Unterstützung.

Mein Unternehmen hatte sich des besonderen Wohlwollens Sr. Exzellenz des Generalgouverneurs von Turkestan, Herrn Generalleutnants N. I. Iwanow zu erfreuen, das er mir durch Gewährung einer Kosakeneskorte, durch Anweisung der ihm unterstellten Behörden zu meiner Unterstützung und manche andere Begünstigung erwies. Ich gebe daher an dieser Stelle meinem lebhaften Danke hierfür Ausdruck. Zu besonderem Danke fühle ich mich Herrn General v. Stubendorf, dem Chef der Topographischen Abteilung im Großen Generalstab verpflichtet, für Überlassung der nötigen Karten, dem Kaiserl. Russ. Generalkonsul in Kaschgar, Herrn N. F. Petrowsky für vielfache Förderung meines Unternehmens, dem Kreischef in Osch, Oberst Saizew für eifrige und liebenswürdige Unterstützung und dem ehemaligen Kaiserl. Russischen Gesandten in München, Sr. Exzellenz Herrn Giers, für Erwirkung der zollfreien Einfuhr meiner Ausrüstung nach Rußland. Wenn ich erst am Ende dieser Ausführungen zwei Männer nenne, die sich um das Gelingen meiner Aufgabe ungemein verdient gemacht haben, so liegt darin ein Hinweis, daß ohne ihr selbstloses Mitwirken mein Streben nicht leicht hätte zu gutem Ende geführt werden können. Es sind dies mein verehrter Freund, Herr Robert F. Schubert in Taschkent, dessen aufopferungsvoller, stets hilfsbereiter Regelung der technischen und finanziellen Schwierigkeiten es zu danken ist, daß das Unternehmen nicht ins Stocken geriet. Sind die Ergebnisse meiner, während der Expedition ausgeübten, photographischen Tätigkeit günstige geworden, so verdanke ich dies meinem hochgeehrten Freunde, Cavaliere Vittorio Sella in Biella, wohl anerkannt der ersten Autorität auf dem Gebiet der Hochgebirgsphotographie. Waren mir seine, auf die Reise mitgegebenen Ratschläge schon kostbar, so hat Signor Sella dadurch, daß er in hochherziger, uneigennütziger Weise die Mühen der Ausarbeitung meiner Aufnahmen selbst auf sich nahm, den Erfolg erst sicher gestellt. Mein Dankgefühl für die beiden verehrten Freunde wird nie erlöschen. Vieler anderer Persönlichkeiten, ohne deren Hilfe die äußeren Schwierigkeiten meines Unternehmens nicht zu überwinden gewesen wären, müßte ich noch gedenken. Mögen sie, auch ohne hier genannt zu werden, meiner stets dankbaren Gesinnung sich versichert halten.

Bemerkungen zur Karte.

Die vorliegende Karte bietet, wie schon ihr Titel andeutet, kein völlig zutreffendes Bild vom Bau des zentralen Tian-Schan. Um es dem Leser des vorliegenden Berichts möglich zu machen, dem Verlauf der Reise zu folgen, mußte eine provisorische Karte her-

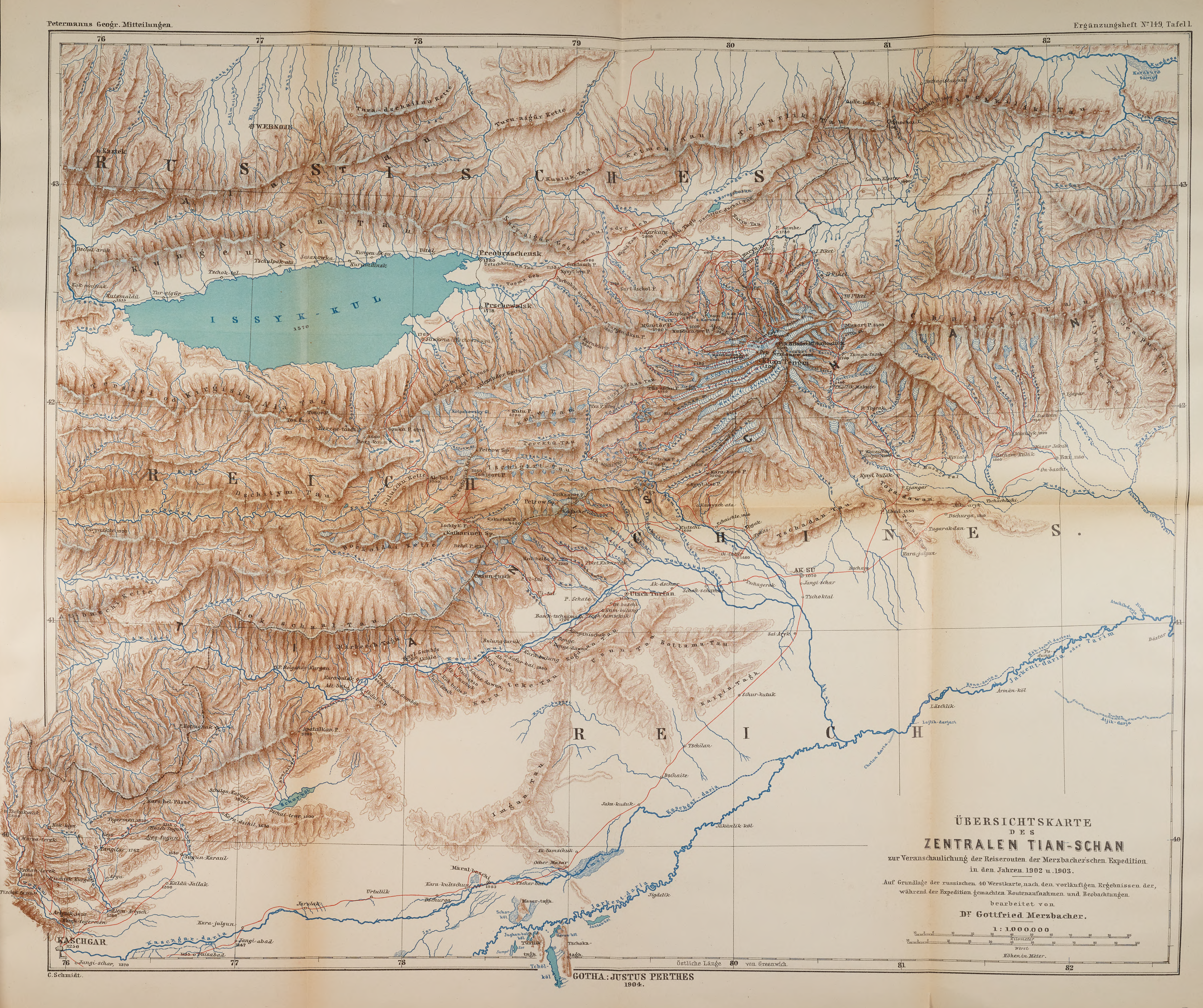
gestellt werden, ehe noch die während der Expedition gemachten Routenaufnahmen, Vermessungen, Höhenbestimmungen und geographischen Ortsbestimmungen ausgearbeitet und zu einem definitiven Kartenbild verwertet worden sind. Diese Arbeit aber wird bei der großen Ausdehnung des durchreisten Gebiets und der Fülle des gesammelten topographischen Materials längere Zeit beanspruchen. Immerhin sind in der vorliegenden, provisorischen Karte die hauptsächlichen, geographischen Ergebnisse der Expedition, wenn auch nur in beiläufiger Weise schon verwertet, so daß sie schon bei einer flüchtigen Betrachtung im Vergleich zu allen bis zum heutigen Tage erschienenen Karten ein wesentlich verändertes Bild der Hauptzüge des zentralen Tian-Schan bietet. Da die vielen Hunderte von barometrischen Höhenbestimmungen, welche während der Expedition gemacht wurden, noch nicht genau berechnet sind, konnten die Höhenkoten, soweit sie auf diesen Beobachtungen beruhen, nur in abgerundeten Zahlen eingestellt werden, die keinen Anspruch auf Genauigkeit haben. Höchstens kann das Verhältnis der einzelnen Höhen zu einander als beiläufig richtig gelten. Bei dem kleinen Maßstab der Karte konnten nicht alle Örtlichkeiten, Pässe usw., sowie die Namen aller Wasserläufe eingetragen werden, weil dies die Übersichtlichkeit erschwert hätte. Es wurden vielmehr nur die von der Expedition berührten und die wichtigsten der in ihrer Nähe gelegenen Örtlichkeiten berücksichtigt. Die Gletscher, welche die Expedition überschritten und aufgenommen hat, sind sämtlich in ihren beiläufigen Umrissen eingetragen worden, von den übrigen nur diejenigen, welche von der Route der Expedition aus genauer beobachtet werden konnten. Es sind daher die Gletscher des Naryn-Gebiets und die des ausgedehnten Gebirgskomplexes, der von den großen Fluß-Systemen Agiaß und Kok-su entwässert wird, nicht berücksichtigt worden, wiewohl die höheren Teile der Agiaß und Kok-su-Gebirge unter einem zusammenhängenden Mantel von Firn und Eis liegen, dem große Talgletscher entspringen. Das hydrographische System, wie es in dieser Karte zum Ausdruck kommt, kann ungeachtet ihres provisorischen Charakters Anspruch auf ziemliche Genauigkeit erheben. Was die Schreibung der Namen anbelangt, so habe ich darauf verzichtet, eine verkünstelte Schreibweise in Buchstaben zu geben, welche dem deutschen Alphabet fremd sind und Zwischenlaute ausdrücken sollen, die eben der Phonetik der deutschen Sprache fehlen, z. B. Tiën-Schan, statt Tian-Schan, zumal es ja für den Nichtlinguisten ganz belanglos ist, ob jemand Tian-Schan oder Tien-Schan spricht. Es war mein Bestreben, die meist türkischen Ortsnamen des Tian-Schan auf rein phonetischer Grundlage, in möglichst einfacher Schreibweise wiederzugeben, freilich mag mir, da die Karte in großer Eile hergestellt werden mußte, in dieser Hinsicht hier und da eine Inkonsequenz unterlaufen sein. Bei der Erkundung von Namen bin ich mit großer Umsicht und Sorgfalt verfahren, und da ich die meisten Gegenden öfter besuchte und nicht in flüchtiger Weise, so glaube ich, daß die von mir angenommenen Namen Anspruch auf Geltung erheben können. Unter dem Zeichen ○ sind nicht gerade immer Ortschaften zu verstehen, sondern öfters auch Weideplätze, die von Kirgisen zu gewissen Zeiten regelmäßig besucht werden. Das Zeichen ✿ steht an Orten, wo sich chinesische Wachtposten befinden. Die roten Linien bezeichnen die von der Expedition eingeschlagenen Routen. Auf Einzeichnung anderer Details mußte bei dem kleinen Maßstab der Karte verzichtet werden.

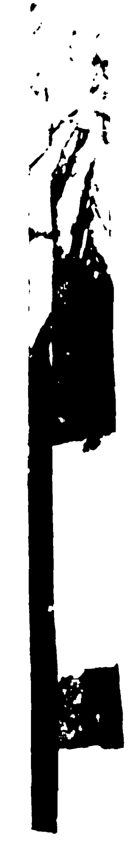
Berichtigung.

Seite 39, Zeile 9 von unten ist statt: »dieser Sammlung« zu lesen: »der Sammlung von Basch-Sugun«.

Druck von Justus Perthes in Gotha.



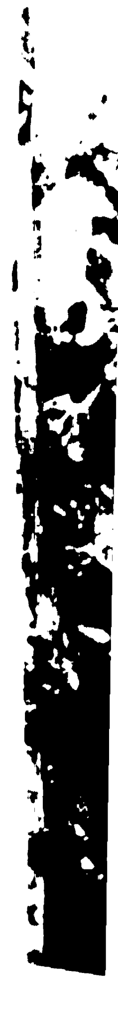

ÜBERSICHTSKARTE
DES
ZENTRALEN TIAN-SCHAN
zur Veranschaulichung der Reiserouten der Merzbacher'schen Expedition
in den Jahren 1902 u. 1903.
Auf Grundlage der russischen 40 Werstkarte, nach den vorläufigen Ergebnissen der, während der Expedition gemachten Routenaufnahmen und Beobachtungen
bearbeitet von
Dr Gottfried Merzbacher.
1 : 1.000.000
Kilometer
Werst
Höhen in Meter.
RUSSISCHES REICH
CHINESISCHES REICH
ISSYK-KUL
Preobraschensk
Prschewalsk
Wernoje
Khan-Tengri
AK-SU
Utsch Turfan
KASCHGAR
Östliche Länge 80 von Greenwich.
C. Schmidt.
GOTHA: JUSTUS PERTHES
1904.



ischket



end.



end.



Dr. G. Merzbacher fec.

a

Der Schweizer Jura.

Versuch einer geomorphologischen Monographie.

Von

Dr. Fritz Machaček,
K. K. Gymnasialprofessor in Wien.

Mit 1 Kartenskizze, 1 Profiltafel und 13 Abbildungen im Text.

(ERGÄNZUNGSHEFT No. 150 ZU »PETERMANNS MITTEILUNGEN«.)

GOTHA: JUSTUS PERTHES.
1905.

Vorwort.

Seit mehr als hundert Jahren ist das schweizerisch-französische Grenzgebirge der Gegenstand intensiver geologischer Forschung. Namentlich in der Blütezeit der Schule von E. de Beaumont wurde durch Thurmann, Desor, Greppin, Jaccard u. a., in neuerer Zeit durch Mühlberg, Schardt und Rollier auf schweizerischem, durch Vézian, Bourgeat, später durch Kilian und M. Bertrand auf französischem Boden eine bis ins einzelne gehende Gliederung der stratigraphischen Verhältnisse durchgeführt und der scheinbar so einfache Bau des Gebirges enträtselt. Die so gewonnene Grundlage für die geographische Erforschung ist aber bisher nur in sehr bescheidenem Maße ausgenutzt worden. Man findet Bemerkungen rein geographischen Inhalts zumeist nur verstreut innerhalb der geologischen Juraliteratur; eine zusammenfassende Darstellung fehlte bisher, woran nicht zuletzt die durch die politische Grenze gezogene Scheidelinie Schuld tragen mag.

Es konnte daher als eine dankbare Aufgabe erscheinen, das reichlich verstreute Material zu sammeln und zu sichten und zu einem einheitlichen Ganzen zu verarbeiten. Indem sich der Verfasser dieser Aufgabe unterzog, war er sich dessen sehr wohl bewußt, daß er vielfach über eine bloße Kompilation nicht hinausgehen könne. Daneben aber stellte sich die Notwendigkeit heraus, auf dem bisher vernachlässigten morphologischen Gebiet nahezu selbständig vorgehen zu müssen. Die dazu erforderliche nähere Kenntnis des Landschaftsbildes erwarb sich der Verfasser auf mehrfachen Bereisungen des Juragebirges in den Sommern der letzten Jahre; freilich konnte es sich bei der großen Ausdehnung des in Betracht kommenden Gebiets nur selten um eine detaillierte Einzelforschung handeln; diese muß nach wie vor den mit den lokalen Verhältnissen vertrauteren Forschern überlassen werden. Das vorliegende Buch will daher auch nur den Versuch bedeuten, die Geschichte eines Stückes der Erdkruste vom geomorphologischen Standpunkt darzustellen; manchen der dabei gezogenen Schlüsse möchte eine mehr als hypothetische Bedeutung nicht zugemessen werden; in solchen Fällen wird erst die lokale Forschertätigkeit das letzte Wort zu sprechen haben.

Der Verfasser konnte sich bei seiner Arbeit des Rates namhafter Kenner des Juragebirges erfreuen. Die Herren Ed. Brückner und H. Schardt erteilten ihm in manchen Dingen wertvolle Auskunft. Insbesondere aber nahm der ausgezeichnete Jurageologe Herr Louis Rollier regen Anteil an der hier versuchten geographischen Darstellung; ihm verdankt der Verfasser wichtige Beiträge auf dem Grenzgebiet von Geographie und Geologie. Dafür sei ihm an dieser Stelle der herzlichste Dank ausgesprochen.

Wien, im September 1903. Dr. **Fritz Machaček.**



Inhaltsverzeichnis.

Abbildungen.

Karten.

Verzeichnis

der

angewendeten Zeitschriften-Abkürzungen.

Ann. club alp. franç.	Annuaire du club alpin français.
Ann. de Géogr.	Annales de Géographie.
Arch. de Genève	Archive des sciences physiques et naturelles de Genève.
Ber. nat. Ges. Freiburg	Berichte der naturforschenden Gesellschaft in Freiburg i. B.
Bull. serv. carte géol.	Bulletins du service de la carte géologique de France.
Bull. soc. géol.	Bulletins de la société géologique de France.
Bull. soc. neuch. (vaud.)	Bulletins de la société neuchâteloise (bzw. vaudoise) des sciences naturelles.
C. R. ac. sc.	Comptes-rendues de l'academie des sciences (Paris).
Ecl.	Eclogae geologiae helvetiae.
Mém. soc. émul. Doubs (bzw. Montbéliard)	Mémoires de la société d'émulation du département Doubs.
Mitt. nat. Ges. Bern	Mitteilungen der Berner naturforschenden Gesellschaft.
Verh. nat. Ges. Basel	Verhandlungen der Baseler naturforschenden Gesellschaft.
Duf.	Geologische Karte der Schweiz (Dufour-Atlas) 1 : 100 000.
carte géol. dét.	carte géologique détaillée de France 1 : 80 000.
Frz. Sp. K.	carte topographique de l'état majeur 1 : 80 000.

Berichtigungen.

Seite		Zeile		von		lies	
Seite	3	Zeile	10	von	oben	lies	460 m, nur 25 m statt 451 m, nur 16 m.
„	3	„	11	„	„	„	85 m statt 76.
„	30	„	25	„	„	„	Cormaranche statt Cormoranche.
„	31	„	21	„	unten	„	Cormaranche statt Cormoranche.
„	33	„	11	„	„	„	gegen dieses statt gegen dasselbe.
„	35	„	15	„	„	„	Brenet statt Brenets.
„	35	„	14	„	„	„	Talau statt Talaue.
„	36	„	14	„	oben	„	Vuiteboeuf statt Vuilleboeuf.
„	38	„	22	„	unten	„	St.-Immertal statt St.-Emmertal.
„	39	„	1	„	oben	„	Karstwasserspiegels statt Kaltwasserniveaus.
„	46	„	23	„	unten	„	Reigoldswyler statt Reingoldswyler.
„	48	„	24	„	oben	„	St. Germain-de-Joux statt St. Germain-en-Joux.
„	48	„	12	„	unten	„	in diesem statt in demselben.
„	52	„	16	„	oben	„	oberirdisch abflußlose statt abflußlose.
„	53	„	12	„	„	„	Angillon statt Anguillon.

Nachträgliche Berichtigungen.

S. 72 Z. 26 von oben lies Valserinetal statt Valserine- und Seminetal.

S. 73 Z. 5 von oben lies 1050 m statt 950 m.

S. 73 Z. 6 von oben lies 800 m statt 700 m.

S. 77 Z. 16 von unten lies Seebecken statt Seedecken.

S. 144 Z. 7 von oben lies S. 104 statt 102.

S. 144 Z. 27 von oben lies S. 105 statt 102.

I. Kapitel.
Der Jura als Ganzes.

1. *Geographische Lage.*

In dem komplizierten Gerüst, welches den Aufbau des mediterranen Europa bedingt, spielen die Alpen die Rolle des zentralen Rückgrats. Bogenförmig gehen von ihnen vier Glieder aus: Das dinarische Faltungsgebirge und der Apennin nach SO, der Karpathenbogen und der Jura nach NO. Während aber die ersteren drei ihrerseits wieder mit neuen Ketten in Berührung treten und die Festlandmassen von Eurasien verknüpfen helfen, ist der Schweizer Kettenjura in ein dem alpinen System fremdes Gebiet hinausgesendet; er ist »ein abgeirrter Zweig« des Alpensystems[1]). Er trifft auf das mitteleuropäische Schollenland, seine Ketten branden an dessen am weitesten nach S vorgeschobener Mauer, dem Tafeljura, empor und finden hier ein frühzeitiges Ende. Der morphologische Kontrast zwischen den aufgetürmten Ketten und den flachen Tafeln ist mindestens ebenso scharf als der tektonische. Trotzdem verknüpfen die stratigraphischen, klimatischen und kulturellen Verhältnisse, noch mehr aber die Konvention die beiden fremdartigen Landschaften zu einer geographischen Einheit. Der Tafeljura gilt als ein Stück des Schweizer Jura, und obwohl er sich jenseit des Rheins im Schwäbischen Jura fortsetzt, gilt nicht die Trennungslinie zwischen Ketten- und Tafeljura, sondern die tiefe, aber jugendliche Rheinfurche zwischen Waldshut und Basel als das Nordende des Schweizer Jura.

2. *Begrenzung des Juragebirges.*

Trotz seiner nahen Verwandtschaft mit den Westalpen besitzt der Jura doch eine ausgesprochene Individualität, er ist eine geschlossene geographische Provinz. Seine Ketten beginnen im S aus dem Westflügel des Massivs der Grande-Chartreuse, in dem sich zwischen der Tiefenlinie Voreppe — Les Échelles im W und dem Val de Grésivaudan im O zahlreiche Faltenzüge zusammendrängen. Aus der Synklinale von Voreppe geht fast genau nördlich streichend die Kette der Montagne de l'Épine und des Mont du Chat hervor; die höchsten Ketten der Grande-Chartreuse aber setzen sich nicht nach N fort, sondern tauchen südlich von Chambéry unter, nur eine geht aus den Bergen von Joigny und Grancier über in die erste subalpine Kette der Bauges, die Kette von Nivollet-Revard[2]). Die Tiefenlinie von Voreppe nach Les Échelles, durch einen Molassestreifen gekennzeichnet, gilt seit langem als die Grenze zwischen Jura und Alpen; so zieht die Grenze schon Bernhard Studer und nach ihm Karl Neumann[3]), während ältere französische Geologen

---

[1]) Neumayr-Uhlig, Erdgeschichte. 2. Aufl. I, S. 358.

[2]) Vgl. dazu: Hollande, Contact du Jura méridional et de la zone subalpine. (Bull. serv. carte géol., IV, 1892, Nr. 29, S. 261); Révil et Virieu, Note sur la structure de la chaîne Nivollet-Revard. (Bull. soc. géol. 3. série, XXVI, 1898, S. 365—371); und Révil, Note sur la structure de la vallée d'Entremont, (ebenda XXVIII, 1900, S. 873—897).

[3]) Die Grenzen der Alpen. (Zeitschr. d. D. u. Ö. Alp.-Ver., 1882, S. 200 ff.)

geneigt waren, das Rhônetal unterhalb Culoz als Grenze anzunehmen. Auch weiter nördlich kann nicht das Tal des Sees von Bourget und das breite Rhônetal bis Bellegarde als Ostgrenze des Jura dienen. Studer und Neumann folgten der nach N an Breite gewinnenden synklinalen Molassezone von Chambéry über Aix-les-Bains und im Tale des Sierroz über Albens nach Alby, wo sie gegen O nach Annécy umbiegt. Östlich davon liegt das subalpine Gebiet der Bauges, westlich erhebt sich die erste Jura-Antiklinale, die Kette der Chambotte, die stratigraphisch und tektonisch von der alpinen Region abweicht. Aus der Gegend von Annécy setzt sich die Molassezone nach Bonneville fort und erreicht hier die Arve, an der sie unter quartären Ablagerungen untertaucht, und deren Lauf folgend wir nach Genf gelangen. Es gehören auch die Vuachekette und der Salève dem Jura an[1]) (Fig. 1).

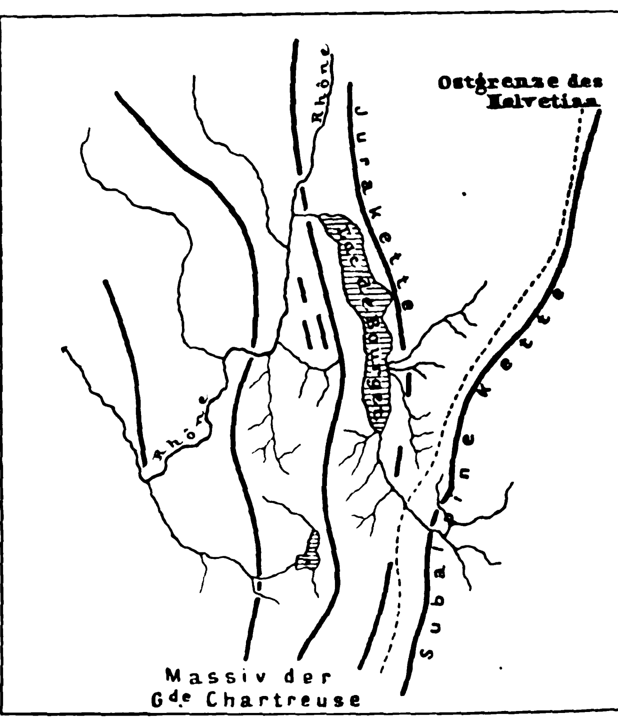


Fig. 1. Kartenskizze des Grenzgebiets zwischen Alpen und Jura (nach Hollande).

Diese Grenzen sind vorwiegend geologischer Natur; der morphologische Charakter des Juragebirges fehlt dem Gebiet am linken Rhôneufer oberhalb Seyssel und zwischen der Vuachekette und der Arve; nur in der Vuachekette selbst ist er noch klar erkenntlich, der isolierte Kalkklotz des Salève trägt ihn nicht. Wir wollen daher die Gegend zwischen Rhône, Fier, Arve und den Alpen als ein subjurassisches Gebirgsland ausscheiden und betonen nur, daß die östlichste Jurakette sich am linken Rhôneufer ungestört in der Vuache fortsetzt und alsdann in dem quartären Hügelland bei Frangy untertaucht.

In ähnlicher Weise trägt auch die Gegend westlich der Linie Voreppe—Les Échelles—Guiers und Rhône abwärts bis Vertrieu keinen Juracharakter. Speziell der nördliche Teil, die Île de Crémieu, ein allseits von tiefen Tälern umgebenes Hügelland, aus gegen SO geneigten Kalkschichten bestehend, ohne Falten, ähnlich dem Schweizer Tafeljura nur von Brüchen durchsetzt, ist ein vom Juragebirge unabhängiges Gebiet und steht in großem Gegensatz zu den markanten Ketten östlich der genannten Linie. Wir trennen daher auch im SW ein subjurassisches Hügelland ab und ziehen die Südgrenze des Jura wie folgt: Rhône von Vertrieu bis zur Mündung des Guiers, diesem folgend bis Les Échelles; sodann längs der genannten Tiefenlinie über Chambéry, Aix-les-Bains, Albens und Rumilly nach Frangy, am Laufe der Usses aufwärts bis zum Südende der Vuachekette, deren scharf sich abhebendem Ostabfall folgend wir die Rhône wieder erreichen[2]).

---

[1]) Über die Stellung des Salève vgl. A. Favre, Sur la présence en Savoie de la ligne anticlinale de la Molasse. (Arch. de Genève, XIV, 1862, S. 217 ff.)

[2]) Magnin, les lacs du Jura (Ann. de Géogr. III, 1893/94, S. 20) gibt eine in den meisten Stücken mit der hier gezogenen übereinstimmende Grenzlinie an, doch rechnet er das Hügelland um Voirons noch zum Jura. — Auch Vézian, le Jura (Ann. Club alpin franç. 1875, S. 610) läßt das Plateau am linken Rhôneufer um Morestel und Crémieu dem Jura angehören, ebenso, allerdings aus praktischen Gründen, Delebecque (les lacs français, Paris 1898, S. 2).

In dem Maße, als die Alpenketten ein mehr östliches, die Juraketten ein mehr nordöstliches Streichen einschlagen, entfernt sich der Jura von seinem Stamme; der Raum zwischen Alpen und Jura wird größer, das Alpenvorland gewinnt an Breite, und über demselben steigt die erste Jurakette unmittelbar und steil empor. Auf diese Weise ist die Begrenzung des Jura im O eine außerordentlich scharfe; der Fuß des Gebirges ist auf seiner ganzen Erstreckung von der Rhône unterhalb Genf bis an den Eintritt der Aare in den Jura bei Aarburg mit ungestörter Deutlichkeit zu verfolgen. Er ist hervorgehoben durch die ausgezeichnete Tiefenlinie, welche das Schweizer Molasseland gegen W abschließt und die Sammelader der alpinen und ostjurassischen Gewässer bildet. In ihr liegt der westliche Teil des Genfer Sees, und in 451 m, nur 16 m über dem Spiegel des Neuenburger, 76 m über dem des Genfer Sees liegt bei Entreroches am Mormont, von einem Kanal durchschnitten, die europäische Wasserscheide zwischen der Venoge und dem Nozon, zwischen Rhône- und Rheingebiet. Nun setzt sich die Tiefenlinie längs des Neuenburger- und Bieler Sees (432 m), die durch die Thiele verbunden sind, und vom Nordende des Bieler Sees längs einer 10 km langen Talfurche zur Aare fort, die fortan als typischer Randfluß den Gebirgsabfall begleitet. Verschieden aber ist das Verhalten des aufsteigenden Juragebirges zu der begrenzenden Tiefenlinie. Im südlichen Teile, zwischen Genf und Coinsins, ist der Steilabfall der ersten Jurakette der bezeichnendste Zug des Landschaftsbildes, um so mehr, als diese die höchsten Gipfel des Gebirges mit Höhen über 1700 m trägt und steil und geschlossen zu dem nur 400—500 m hohen Vorland sich herabsenkt. Auf eine Länge von über 40 km folgt der Jurafuß recht genau der Höhenlinie von 500 m; nur zwischen Gex und Divonne erhebt sich als erste Andeutung der beginnenden Auffaltung des Bodens ein Kreidekalkrücken zu 757 m, durch ein Trockentälchen, dessen Niveau aber auch 600 m nicht übersteigt, vom Gebirge getrennt. Zwischen Coinsins, Aubonne und Bière erreicht die vorgelagerte quartäre Hügellandschaft Höhen bis über 700 m und verhüllt den Gebirgsfuß, wodurch sein Abfall an Schärfe verliert; doch kehrt der frühere Charakter auf der Strecke von Bière bis Montricher wieder. Von nun aber treten bis an den Austritt der Orbe aus dem Jura Vorberge, aus Kreide bestehend und mit Höhen über 900 m, an das Gebirge heran, von denen der Mormont (608 m) am weitesten nach O vorgeschoben ist; gleichzeitig hebt sich auch die Kammlinie der ersten Jurakette nicht mehr über 1300 m. Der Steilabfall macht hier einem allmählichen Anstieg Platz, doch bleibt hinter diesen Vorbergen der scharfe Abfall der eigentlichen Juraketten ungeändert erhalten. Zugleich aber macht sich eine bedeutungsvolle Änderung des Landschaftsbildes geltend. Von Genf bis an den Austritt der Orbe bildete der Juraabfall eine fast lückenlos zusammenhängende, waldbedeckte Mauer mit scharf gezackter Profillinie, nur selten durch tiefere Einsattelungen unterbrochen. Die erste Jurakette streicht hier vollkommen parallel mit dem Gebirgsrand. Von nun an gegen NO wird das Streichen der Ketten ein mehr östliches, der Gebirgsrand aber behält seine Richtung fast ungeändert bei, und die Ketten schneiden ihn unter sehr spitzen Winkeln. Zwischen den einzelnen Kulissen treten die Juratäler ins Vorland hinaus und ermöglichen einen Einblick ins Innere des Gebirges.

Der Eindruck der geschlossenen Mauer kehrt wieder auf der Strecke von Biel bis über Solothurn, doch werden hier mehrere Quertäler für die Zugänglichkeit des Gebirges wichtig. Reicher gegliedert durch das Austreten der Ketten an den Gebirgsrand ist die Strecke bis zum Aaredurchbruch. Zwischen Aarburg und Aarau fließt die Aare in breitem, gewundenem Tale durch Juraschichten, dann wird sie wieder ein Stück weit ein echter Randfluß. Bei Wildegg wendet sie sich nach N und behält diese Richtung mehr oder weniger bis zu ihrer Mündung in den Rhein bei. Indem sie hierbei die letzten Ketten des Jura durchbricht, liegen die Höhen des Kestenbergs, der Habsburg, des Gebenstorfer

Hornes und der Lägernkette am rechten Aareufer. In der Lägern findet schließlich der Faltenjura seinen östlichsten Ausläufer; sie tönt sich, als isolierte Kette aus der Quartärlandschaft aufragend, allmählich nach O aus und taucht bei Regensberg völlig unter, während sich der Tafeljura jenseit von Aare und Rhein ununterbrochen in den schwäbischen Jura fortsetzt.

Der Abfall des Jura gegen das Schweizer Mittelland entspricht einem Auftauchen der gebirgsbildenden Jura- und Kreideschichten aus der Tiefe, das in der Regel rasch und unvermittelt erfolgt; die Linie des Jurarandes bedeutet aber keinen Bruchrand[1]), sondern es steigen die Schichten unter der Molasse in ungestörtem Zusammenhang zumeist zu normalen Gewölben auf[2]).

Nicht so scharf wie im O ist die Begrenzung des Juragebirges im W; doch fällt auch hier die geologische Grenze zwischen Jura- und Tertiärschichten mit einem in der Landschaft deutlich markierten Steilabfall, wenn auch von bedeutend geringerer Höhe als im O, zusammen. Steht man auf einer der Höhen um Lyon, so fällt am östlichen Horizont, überragt von den verschwimmenden Alpenketten, eine niedrige weiße Kalkmauer auf: das ist der Abfall des Jura, seine »falaise«, gegen die Ebene des Rhône- und Saônebeckens, die Dombes und die Bresse. Er beginnt dort, wo die Rhône bei Vertrieu zum letztenmal durch Jurahöhen eingeengt wird und in die Dombes hinaustritt, und erreicht gegen N bei Ambérieu eine relative Höhe von rund 250 m. Ungefähr geradlinig verläuft er nach N bis zum Austritt des Ain aus dem Gebirge bei Pont-d'Ain, wo der Jurarand fast rechtwinklig gegen W vorspringt, unterbrochen durch das breite Aintal. Sodann folgt der Jurarand dem Westabfall der hier auftauchenden letzten Jurakette, des Revermont, 300 m über die Niederungen der Bresse sich erhebend, und zieht nördlich über Ceyzériat und Treffort nach Pressiat, wo er abermals nach W vorspringt. Von da an bezeichnet die charakteristische Lage der Randstädte Coligny, St.-Amour, Cuiseaux, Cousance, Lons-le-Saunier und die sie verbindende Bahnlinie recht genau den Rand des Gebirges. Er verläuft über Poligny und Arbois, vielfach unterbrochen durch die aus dem Jura austretenden Täler, namentlich bei Salins, wo die Bresse in eine Bucht des Gebirges eindringt, bis er bei Rozet unterhalb Besançon den Doubs erreicht[3]). Sein breites Tal kann aber nicht als Gebirgsgrenze dienen, da zu beiden Seiten desselben landschaftlicher Charakter und geologischer Bau der gleiche ist. Vézian ließ den Lauf des Oignon bis Marnay als Grenze dienen[4]). Kilian[5]) aber unterscheidet ein dem Jura vorgelagertes Gebiet, das teils dem Jura, teils den Vogesen untergeordnet ist; der nördliche Abschnitt umfaßt auch die Ebene des Elsgaues (Ajoie), er ist das subvogesische Hügelland, größtenteils aus sandigen Ablagerungen der Trias und des Perm bestehend, der südliche ist das vorjurassische Hügelland, aus Juraschichten aufgebaut, die hier wellige, von N—S streichenden Brüchen durchsetzte Plateaus bilden. Die Grenze des Faltenjura ist also dort zu ziehen, wo seine letzten Gewölbe an den vorgelagerten Tafeln zu Ende gehen. Für eine detaillierte Angabe der Grenzlinie fehlt in der Topographie der Landschaft jeder Anhalt. Es mag genügen zu betonen, daß der Faltenjura noch ein Stück weit auf das rechte Doubsufer hinübergreift, und dort seine äußerste Kette, die Chaîne d'Ormont, bei Clerval vom Doubs durchschnitten wird. Das vorjurassische Hügelland ist also nichts anderes als ein Stück Tafeljura, den Vogesen vorgelagert ebenso wie der Schweizer Tafeljura dem Schwarzwald. Dadurch wird die Grenze zwischen Jura- und Vogesenland noch weniger markant, und wir erhalten hier

[1]) Ed. Sueß, Entstehung der Alpen, S. 31: »Der hohe und steile Bruchrand ist den Alpen zugekehrt.«
[2]) Heim, Mechanismus der Gebirgsbildung, I, 206.
[3]) Auf der Strecke Salins-Rozet ist der Jurarand keine einfache Denudations-, sondern eine Bruchstufe. Vgl. M. Bertrand, Failles de la lisière du Jura. (Bull. soc. géol. 3, X, 1881/82, S. 114).
[4]) *Le Jura.* (Ann. club alp. franç., 1875, S. 610.)
[5]) Contributions à la connaissance de la Franche-Comté septentrionale. (Ann. de Géogr., IV, 1894/95, S. 320ff.)

nur eine breite Grenzzone, welche auch den mühelosen Übergang vom Rhein- zum Rhônegebiet, die burgundische Pforte oder trouée de Belfort, enthält[1]).

Die nördlichste Jurakette zieht geradlinig mit deutlichem Abfall gegen den Elsgauer Tafeljura bis Pont-de-Roide, wo sie abermals der Doubs durchbricht. Dieselbe Kette setzt sich weiter nach O fort, stets als Grenze zwischen Faltenjura im S und Tafeljura im N. Indem wir diesen zum Juragebirge hinzunehmen, reicht dieses gegen N so weit, bis die mesozoischen Schichten unter den jugendlichen Bildungen des Sundgaues und der Rheinebene verschwinden; dies geschieht etwa längs der Linie Montbéliard—Delle—Réchésy—Pfirt—Basel. Dem Rheintal aufwärts folgend gelangen wir zurück nach der Aaremündung.

In dieser Begrenzung umfaßt das Juragebirge ein Areal von rund 16400 qkm; seine Länge von Les Échelles im S bis an das Ostende der Lägernkette, am östlichen Gebirgsrand gemessen, beträgt 320 km; seine Breite wächst von S an beständig bis in die zentralen Teile. Zwischen Seyssel an der Rhône und Ambérieu beträgt sie nur 35 km und steigt zwischen Cossonay und Besançon auf 80 km. Sodann verschmälert sich das Gebirge zwischen Biel und Montbéliard auf 50 km, und das Ostende des Faltenjura ist schließlich in der Lägern auf eine einzige Kette reduziert. Im allgemeinen hat das Gebirge einen bogenförmigen Verlauf, wobei sich die konvexe Seite nach NW richtet; der Krümmungsradius eines Kreisbogens, der die Orte Pont-d'Ain, Besançon und Basel berührt, mißt 158 km, sein Zentrum liegt 10 km südlich von Sitten im Wallis. Das Streichen der einzelnen Gebirgsglieder ist ein wechselndes. Im südlichsten Jura, etwa bis zu der Linie Nantua-Bellegarde, streichen die Ketten und Strukturlinien fast genau S—N, die westlichen Randketten sogar nordwestlich. Nördlich dieser Linie schlagen namentlich die östlichen Ketten ziemlich unvermittelt ein Streichen nach NNO ein, das immer mehr zu einem rein nordöstlichen wird, und schließlich verläuft die letzte Kette sogar rein W—O. Diese Änderungen der Streichungsrichtung geben uns ein Mittel an die Hand für eine Gliederung des Gebirges durch Querlinien.

3. *Gliederung des Juragebirges.*

Der Jura ist, soweit er ein Zweig des Alpensystems, ein echtes Faltungsgebirge; aber nicht überall spiegeln sich die tektonischen Vorgänge, die ihn geschaffen haben, auch in dem entsprechenden morphologischen Bilde. Verringerung der Intensität der Faltung einerseits, höheres Alter der Faltung und zunehmende Abtragung anderseits verwischen die ursprünglichen Formen des Kettengebirges und gestalten es zu einer Plateaulandschaft um. Als solche erschien der Jura von jeher den französischen Geologen, die gewohnt waren, ihn von der französischen Seite (regard français) zu betrachten, während der Schweizer Anteil des Gebirges den Charakter eines Kettengebirges in ausgeprägter Deutlichkeit vor Augen führt. Darauf beruht auch die fast stets vorgenommene Zweiteilung des Gebirges in eine Zone der hohen Ketten im O und die Plateaugebiete im W[2]). Allerdings folgt diese Teilung nur teilweise den Landesgrenzen und ist auch nicht für das ganze Gebirge streng durchzuführen. Zunächst sondert sich im S

---

[1]) O. Barré, La Haute Vallée de la Saône. (Ann. de Géogr., XI, 1901, S. 33) zieht die Grenze des Faltenjura von Rozet nordöstlich nach Châtillon-le-Duc und von da ONO nach Clerval.

[2]) So u. a. Vézian a. a. O., S. 617, der die Grenzlinie ziemlich unsicher von Virieu im Dép. Isère über Nantua und Pontarlier nach Pruntrut zieht. Andere Autoren begnügen sich, den ganzen Jura durch Querlinien zu zerlegen, ohne für die zunächst ins Auge fallende Zweiteilung eine Grenzlinie festzustellen. So unterscheidet Thurmann vom rein tektonischen Gesichtspunkt drei Zonen, die der hohen Ketten, der »zentralen Hebungen« und der Plateaus: Resumé des lois orographiques du système des monts Jura (Bull. soc. géol., 2. série, XI, 1853, S. 47); E. Haug gliedert den ganzen Jura in drei Abschnitte: den südlichen Jura oder J. bugésien bis zur Linie Bellegarde, Mündung der Bienne und quer hinüber nach Cormangoux am Westrand, den zentralen Jura oder Jura franc-comtois bis zur Linie Biel—Sonceboz—Col des Rangiers und den östlichen Jura oder J. argovien (Joanne, Dictionnaire géogr. de la France, III, S. 2002).

ein Gebirgsglied ab, in welchem weder der Ketten- noch der Plateaucharakter getrennt dominiert, und das von älteren Autoren als überhaupt nicht zum Jura gehörig betrachtet wurde. Wir nennen es den südlichen Jura und lassen es bis zu jener wichtigen Querlinie reichen, die den Jura von Pont-d'Ain am Westrand des Gebirges über Nantua bis Bellegarde an der Rhône durchsetzt. Während im überwiegenden Teile dieses N—S streichenden Gebirgsgliedes der Kettencharakter herrschend ist, beginnt doch schon in seinem westlichen Teile der Plateaucharakter sich geltend zu machen. Der Grand Colombier am rechten Rhôneufer zwischen Culoz und Bellegarde erscheint nur von O gesehen als echte Kette mit einer relativen Höhe von 1300 m; gegen W geht er ohne scharfen Abfall in die Hochfläche des Bugey über. Aber auch im südlichen Jura kann wieder eine Trennung in zwei Glieder vorgenommen werden. Die Querlinie Culoz—Artemare—Ambérieu, der die wichtige Eisenbahnlinie Genf—Lyon folgt, scheidet einen südlichen Teil, wo die nahe Verwandtschaft und Annäherung zwischen Alpen und Jura diesen noch kaum als selbständiges tektonisches und morphologisches Glied des alpinen Systems erscheinen läßt, von einem nördlichen, wo die Loslösung des Jura von seinem Stamme bereits vollzogen ist und er im Aufbau und Streichen seine Selbständigkeit gewonnen hat. Wir wollen jenen Teil als savoyischen Jura, diesen als den Jura des Bugey bezeichnen.

Weiter gegen N wird die Trennung zwischen Ketten- und Plateaujura immer deutlicher und kann zum überwiegenden Teile längs markanter Tiefenlinien vorgenommen werden. Von Châtillon-de-Michaille führt aus der Querlinie Nantua-Bellegarde das Tal der Valserine, eines der längsten und schönsten Längstäler des Jura, nach NNO, und nach Überwindung einer kaum merklichen Talwasserscheide gelangt man auf das Plateau von Les Rousses; in gleicher Richtung führt die breite Mulde des Val de Joux nach Le Pont am Nordende des Lac de Joux; von da ermöglicht ein Anstieg von nur 76 m den Übergang in das Becken von Vallorbe, von wo der Col de Jougne das Doubstal bei Pontarlier erreichen läßt. Freilich ist diese Tiefenlinie keineswegs eine scharfe morphologische oder gar tektonische Grenze. Die Faltung und ihre Formen treffen wir auch noch westlich derselben, so namentlich im Gebiet des oberen Doubs und Drugeon. Aber der Charakter scharf profilierter, durch tiefe Täler getrennter Ketten geht verloren, jedes einzelne Gewölbe gleicht einem ausgedehnten, massigen Plateau, vom nächsten durch breitsohlige, hochgelegene Längstäler geschieden. Wenn daher die hier gezogene Grenzlinie von der namentlich bei französischen Geologen üblichen Auffassung, die sich rein an das strukturelle Moment hält, abweicht, so ist es doch vielleicht besser, sich Abweichungen und Ausnahmen zu merken als auf eine orographische Grenzlinie, die ja in diesem Falle auch eine wichtige Tiefenlinie ist, überhaupt zu verzichten. — Von Pontarlier können wir nun dem Doubstal bis zu seiner Umbiegung bei St. Ursanne folgen, ohne in dieser Abgrenzung des Ketten- und Plateaujura einen wesentlichen Fehler zu begehen[1]). Zwar verrät das Plateau der Freiberge am rechten Doubsufer oberflächlich nur wenig von seiner tektonischen Grundlage; doch verwächst es so innig mit den Ketten im O und ist, wie wir sehen werden, ein so intensiv gefaltetes Gebirgsland, daß eine weiter nach O verlegte Abgrenzung als nicht opportun erscheinen möchte. Von St. Ursanne führt in der Fortsetzung des Doubstals ein kleines Seitentälchen auf die Höhe der Rangierskette und somit in die Grenzzone zwischen Falten- und Tafeljura, die durch starke tektonische Störungen gekennzeichnet sich nach O bis in die Lägern fortsetzt.

Wir erhalten daher in großen Zügen die folgende Gliederung des Faltenjura: 1. den südlichen Jura, bis zu der Linie Pont-d'Ain — Nantua — Bellegarde reichend; 2. den

[1]) Auch E. Haug (Joanne, Dictionnaire géogr. de la France, III, S. 2001) sieht im Doubstal zwischen Morteau und St. Ursanne die Grenze zwischen Ketten und Plateaus.

Kettenjura östlich der oben genannten Tiefenlinie vom Valserinetal über Les Rousses—Vallorbe—Pontarlier—St. Ursanne auf die Rangierskette, mit fast ausschließlich herrschendem Kettencharakter; 3. den Plateaujura westlich dieser Tiefenlinie mit vorwiegendem Plateaucharakter; die westlich der Grenzlinie sich erhebenden Höhen erscheinen nur von O her als Ketten (regard suisse); nach W gehen sie in die Plateaulandschaft über.

Bei der großen Ausdehnung der so gewonnenen Gebirgsglieder liegt es nahe, noch eine weitere Gliederung derselben vorzunehmen. Für den Schweizer Anteil des Gebirges ist eine solche nach den Kantonsnamen üblich; doch werden auf diese Weise sehr verschiedenartige Gebirgsstücke zusammengeschweißt. So umfaßt der Aargauer, Solothurner und Baseler Jura je ein Stück Tafel- und ein Stück Faltenjura. Berner, Neuenburger und Waadtländer Jura haben untereinander keine natürlichen Grenzen; die Kantonsgrenzen gehen vielfach quer über die Kämme hinweg. Von französischer Seite ist eine Gliederung des ganzen Gebirges öfters unternommen worden. Clerc[1]) unterscheidet im Jura eine »zone des hautes chaînes« und eine »zone des plateaux«, getrennt durch die Linie St. Rambert (bei Ambérieu)—Nantua—Aintal—Doubstal—Rangierskette; aber diese Linie trennt keineswegs Ketten- und Plateauentwicklung, indem beispielsweise das Aintal zu beiden Seiten von Plateaulandschaften gleicher Form und Struktur überragt wird. Daneben gibt Clerc noch eine Dreiteilung des ganzen Gebirges durch Querlinien in 1. den südlichen Jura (Jura bugeysien) ungefähr in derselben Ausdehnung wie hier angenommen; 2. den zentralen Jura (Jura franc-comtois) bis zu der Linie Delle—Les Rangiers—Biel, und 3. den nördlichen Jura (Jura argovien) bis zum Rhein und zur Aare; den zentralen Jura teilt Clerc ferner durch den Straßenzug Jougne—Pontarlier—Besançon in den Sektor von Morez und den von Morteau. Auch diese Dreiteilung, die sich an die Thurmanns anschließt, entbehrt jeder morphologischen oder geologischen Begründung und ist rein willkürlich. Denn die Linie Les Rangiers—Biel geht mitten durch die schönste Kettenentfaltung des Berner Jura hindurch und knüpft sich an keine bedeutungsvolle Tiefenlinie. Der »Jura argovien« östlich dieser Linie, an dem übrigens der Kanton Aargau nur sehr nebenbei Anteil hat, wird hier zu einem Konglomerat von Falten- und Tafeljura. Die Benennungen »secteur de Morez« und »secteur de Morteau« sind gleichfalls willkürlich und vielleicht nur aus mnemotechnischen Gründen gewählt.

Nicht glücklicher ist die von Marga übrigens nur in flüchtigen Zügen gegebene Gliederung des ganzen Jura in drei Zonen[2]); die der hohen Ketten im O, der Plateaus im NW und der engen Täler im S. Die engen Täler kehren aber auch in der nordwestlichen Plateauzone, z. B. an der Lone und am Dessoubre wieder.

Zu einer Gliederung in fünf Abschnitte gelangte Boyer folgendermaßen[3]): 1. südlicher Jura bis zur Linie Bourg—Nantua—Bellegarde (wie Clerc); 2. westlicher Jura bis zur Linie Lons-le-Saunier—St.-Claude—Genf; 3. zentraler Jura bis zur Linie Besançon—Ornans—Pontarlier—Orbetal; 4. nördlicher Jura, nach N bis zur Linie Pruntrut—Biel reichend; 5. östlicher Jura östlich der letztgenannten Linie. Auch diese Gliederung nimmt auf den Gegensatz zwischen Ketten- und Plateaucharakter keine Rücksicht; sie folgt Straßenzügen, die das Gebirge auf dem kürzesten Wege kreuzen.

Bei allen diesen Versuchen macht sich das praktische Bedürfnis geltend, das große Gebiet des Jura durch Querlinien zu zerlegen. Tatsächlich ist es nicht leicht, bei der großen Beständigkeit des landschaftlichen Charakters in den beiden Hauptzonen eine auf morphologischen Gesichtspunkten fußende Gliederung zu finden. Wenn hier trotzdem eine

[1]) Le Jura. (Bull. soc. de géogr. de l'Est, 1883, S. 386.)
[2]) Géographie militaire. Paris 1885. S. 243.
[3]) Remarques sur l'orographie des Monts Jura (Mém. Soc. émul. Doubs, 1887, S. 260).

solche versucht wird, so soll sie nur die Grundlage für die Besprechung der morphologischen Phänomene liefern und dazu dienen, eine übersichtlichere Gruppierung des Stoffes zu ermöglichen; dabei wird freilich des öfteren die Anwendung von Ausdrücken wie »Berner Jura«, »nördlicher Jura« usw. aus naheliegenden praktischen Rücksichten nicht zu vermeiden sein.

Für den Kettenjura ist eine solche Gliederung leichter aufzufinden. In seinem nördlichen Teile ist die Zahl der Ketten groß, wenn auch ihre Länge zumeist nicht bedeutend; denn eine Kette löst die andere ab, eine springt gegen die andere vor. Dieser Charakter währt bis an den Austritt der Orbe. Von da nach S besteht der Kettenjura wesentlich nur aus einer einzigen Kette, die bis auf das linke Rhôneufer zu verfolgen ist. Wir unterscheiden daher den südlichen Kettenjura mit N—NNO-Streichen und den nördlichen mit NO—O-Streichen und trennen beide Glieder durch das Orbetal von Vallorbe bis zum Austritt in das Vorland.

Im Plateaujura bieten die hydrographischen Verhältnisse den Anhaltspunkt für eine weitere Gliederung. Südlich der Linie Lons-le-Saunier—Clairvaux—St.-Laurent—Morez—Les Rousses[1]) geschieht die Entwässerung fast ausschließlich durch den Ain und seine Zuflüsse, die in tiefen Tälern das Land in einzelne, unvollkommene Plateaustücke zerschneiden. Wir wollen diesen Teil den südlichen Plateaujura nennen. Der ganze übrige Plateaujura fällt vorwiegend in das Gebiet des Doubs; Täler werden seltener, auf weite Flächen erstrecken sich Plateaus ohne nennenswerte Höhenunterschiede und mit sehr dürftiger oberflächlicher Entwässerung. Für diese Landschaften gebrauchen viele Autoren den Ausdruck »Jura bisontin«[2]). Contejean[3]) und Kilian[4]) nennen das Gebiet zwischen Pontarlier—Besançon—Montbéliard—Pruntrut »Jura du Doubs«; es bildet den nördlichen Teil der alten Freigrafschaft Burgund. Für die Gegend zwischen der Linie Poligny—Champagnole—Pontarlier im S, dem Doubs und der Lomontkette im N verwendet Marga (a. a. O. S. 170) den Namen »plateau sequanais«; doch ist die Südgrenze keine natürliche. Hingegen erscheint die Linie Pontarlier—Frasne—Salins, der auch die Eisenbahn folgt und längs welcher die kürzeste Durchquerung des Plateaujura stattfindet, von Bedeutung. Südlich derselben ist der echte Plateaucharakter nur auf eine schmale mittlere Zone beschränkt; hier liegt das Quellgebiet fast aller großer Juraflüsse, wie Ain, Bienne, Doubs, Drugeon. Wir bezeichnen daher im folgenden den Raum zwischen der obengenannten Linie Lons-le-Saunier—Morez-Les-Rousses im S und der Linie Salins—Pontarlier im N als mittleren Plateaujura; für das nördlich davon gelegene Gebiet, wo der Plateaucharakter in Struktur und Form am reinsten hervortritt und erst am Nordrand gegen den Tafeljura schärfer akzentuierte Formen eine intensivere Faltung verraten, möge der von Marga in ähnlichem Sinne gebrauchte Ausdruck »sequanisches Plateau« Verwendung finden. — Außerhalb dieser Gliederung bleibt dadurch das Gebiet am rechten Doubsufer bis an die Grenzen der Verbreitung jurassischer Schichten; es wird gewöhnlich als »Jura dôlois« bezeichnet und ist ein nach N an Höhe langsam zunehmendes Hügel- und Plateauland zu beiden Seiten des Oignon. Seine Beziehungen zum kristallinischen Massiv der Serre und die dadurch hervorgerufenen Störungen des Gebirgsbaues lassen ihn als ein dem Jura fremdes Gebiet erscheinen; wir wollen daher diesen Jura von Dôle von unseren Betrachtungen ausschließen. — Die Zweiteilung des Jura in Ketten und Plateaus beruht zunächst auf dem scharfen landschaftlichen Gegensatz der beiden Zonen; er läßt sich aber auch entwicklungsgeschichtlich begründen in der verschiedenen Ausbildung der

[1]) v. Boyer (a. a. O. S. 306) als »ligne magistrale de l'orographie jurassienne« bezeichnet, allerdings mit dem Gedanken an einen Zusammenhang mit Bruchlinien der Westalpen.

[2]) Wohl von Vesontium (Besançon) abgeleitet.

[3]) Description de l'arrondissement de Montbéliard (Mém. soc. émul. Montbéliard, 1863, S. 41 ff.).

[4]) Contribution à la connaissance de la Franche-comté septentrionale (Ann. de Géogr., IV, 319).

Landformen seit dem Beginn der Faltungsperiode, durch die die Geschichte des jurassischen Bodens in zwei große Abschnitte zerfällt. Beiden Zonen aber ist in den Hauptzügen der Verlauf des ersten Abschnitts gemeinsam, der Geschichte der Sedimentation.

II. Kapitel.

Die Geschichte des jurassischen Bodens vor seiner Faltung.

Die ältesten Schichten, die im Juragebirge zutage treten, gehören der Trias an, die hier in der außeralpinen oder germanischen Fazies entwickelt ist[1]). Ihre drei Glieder, Bundsandstein, Muschelkalk und Keuper, besitzen aber eine räumlich sehr beschränkte Verbreitung. In der Grenzzone zwischen Ketten- und Tafeljura, sowie am Westrand des Gebirges in der Umgebung von St.-Amour, Cousance und Salins sind die Triasschichten durch tektonische Vorgänge oder durch die weit vorgeschrittene Abtragung der jüngeren Schichtglieder an die Oberfläche gebracht; in den Quertälern des nördlichen Kettenjura geht die Erosion bisweilen bis auf die Triasschichten hinab. Für den Aufbau des Gebirges kommt aber die Trias nur im äußersten N in Betracht, wo die harten Muschelkalke widerstandsfähige Felsrippen bilden. Die Ufer des Triasmeeres lagen weit vom Jura entfernt, etwa nördlich von Belfort; über dem Buntsandstein hat sich die mittlere, marine Trias von N transgredierend abgelagert; auch für die Keupermergel (marnes irisées) und die Bonebed-Schichten am Schlusse der Trias haben wir im Jura keinerlei Anzeichen von reinen Landzuständen, und es folgt in ungestörter Sedimentation die Juraformation, der unser Gebirge den Namen gegeben hat.

Die Schichtfolge innerhalb der Juraformation ist lückenlos vertreten, nirgends durch tektonische oder abtragende Vorgänge unterbrochen. Der Lias ist im ganzen Jura vollkommen einheitlich als dunkle Mergel entwickelt; er bildet daher sanfte Wiesengehänge und verrutschte Flächen von meist geringer Ausdehnung. Wo die Erosion in den Quertälern des nördlichen Kettenjura bis auf den Lias hinabgeht, werden seine Mergelschichten, die mit dem Keuper gewöhnlich einen Komplex bilden, für die Untergrabung und den Abbruch der darüber aufragenden Kalkschichten wichtig. Im südlichen Kettenjura, wo die Erosion noch nicht so weit gediehen ist, sind daher die Abbruchserscheinungen seltener, die Quertäler enger und geschlossener als im N. Auch in der Liaszeit finden wir im Jura keine Spuren von Landnähe; er ist eine echt marine Bildung, seine Ufer lagen in der nördlichen Franche-Comté und nördlich des Aargaues. Die darüber folgende Doggerstufe ist das erste formenbildende Element von größerer Ausdehnung in der jurassischen Schichtreihe. Alle vier Stufen (Bajocien, Vésulien, Bathien und Callovien) bilden in der Regel eine einzige, bis 200 m mächtige Kalkmasse, in den unteren Lagen gewöhnlich als brauner Eisenoolith, in den oberen als fester Kieselkalk oder Echinodermenbreccie (dalle nacrée) entwickelt. Sie ragt in der Landschaft als unterste, zumeist waldbedeckte Steilstufe über den Lias- und Keupermergeln auf; nur im nördlichen Kettenjura, namentlich in der Grenzzone gegen den Tafeljura, werden die Doggerkalke als Hauptroggenstein gipfelbildend. Sie haben ferner den Hauptanteil an der Zusammensetzung der westlichen Juraplateaus. Das nächste Schichtglied, die Oxfordstufe, hat innerhalb des Juragebirges sehr verschiedene Verbreitung. Während sie im O mehr als eine Unterabteilung des weißen Jura oder Malm in geringer Mächtigkeit auftritt, gewinnt sie gegen W stark an Bedeutung und erscheint hier als selb-

[1]) Die folgenden Ausführungen über die Geschichte der Sedimentation in der mesozoischen Zeit beruhen auf einer großen Anzahl geologischer Arbeiten, für den Schweizer Anteil des Gebirges zumeist auf den »Beiträgen zur geologischen Karte der Schweiz«, für den französischen auf den »Bulletins du service de la carte géologique de la France« u. a. Ihr in den Hauptzügen übereinstimmender Inhalt macht wohl hier eine besondere Aufzählung überflüssig.



ständige Stufe, so daß eine Vierteilung der ganzen Jura-Serie gerechtfertigt erscheint. In der Landschaft spielen die Oxfordschichten dieselbe Rolle wie Lias und Keuper, werden aber infolge ihrer universellen Verbreitung von ungleich höherer Bedeutung. An ihr Auftreten knüpfen sich ausgedehnte, wellige Wiesenflächen, namentlich in den hochgelegenen »Comben«tälern, die ihre Entstehung dem Vorhandensein einer mächtigen Schicht weichen Materials zwischen zwei widerstandsfähigen kalkigen Schichtgliedern verdanken.

Die verschiedene Ausbildung der Oxfordstufe in den einzelnen Teilen des Gebirges hängt mit Bewegungen der Uferlinien des Jurameeres zusammen, die durch die Untersuchungen von Rollier klargelegt wurden[1]). In der Oxfordzeit herrschten über den größten Teil Deutschlands kontinentale Zustände, während sich westlich und südlich davon, vom Londoner und Pariser Becken über den ganzen Jura und die Westalpen bis nach Schwaben das Jurameer ausbreitete und den Südfuß von Vogesen und Schwarzwald bespülte. Die tiefmarinen Bildungen der Oxfordzeit fehlen aber im südlichen und östlichen Teile des Kettenjura; sie reduzieren sich von einer 50—80 m mächtigen Schicht im NW bis auf 1 m Mächtigkeit im SO bei Biel; noch weiter gegen O fehlt das untere Oxfordian ganz, das obere, als Eisenoolith entwickelt, liegt über Doggerschichten mit Spuren von Landerosion. Es scheint also hier eine Schwelle des Meeresbodens vorhanden gewesen zu sein, wobei es an der Ostgrenze des Gebirges vielleicht zu einem völligen Auftauchen des Landes kam. In der nun folgenden unteren Malmzeit kehrten sich die Verhältnisse völlig um. Damals erfuhr diese Schwelle eine Senkung, und es lagerten sich im südöstlichen Jura feste Schwammkalke und Mergel ab; sie bilden die Argovien-Fazies des unteren Malm. Gleichzeitig hob sich das Oxfordbecken im NW, in der Franche-Comté, und in dem wenig tiefen Meere bildeten sich weiße Korallenkalke; sie sind die Rauracien-Fazies des unteren Malm. Rauracien und Argovien sind also gleich alt, die Grenze der Faziesverschiedenheit ist ungefähr durch die Linie: Salins – Levier – Arc-sous-Cison – Luisans – Biaufond – Noirmont – Vermes – Beinwyl – Liestal gegeben. Die Argovien-Mergel südlich dieser Linie geben Veranlassung zur Bildung von Combentälern, ähnlich wie die Oxfordschichten im N. Im N ragen über den Oxfordcomben die Kalkgrate des Rauracien auf, im S spielen dieselbe Rolle die Kalkmassen der nächst jüngeren Malmstufe, des Sequanien. Diese kommt nun, ebenso wie die darauffolgenden Stufen, Kimmeridge, Virgulien, Ptérocerien und Portland, in nahezu universeller Verbreitung im ganzen Jura vor. Nur im nördlichen Teile des Kettenjura fehlen die obersten Malmkalke; doch handelt es sich hier nicht um eine stratigraphische Lücke; die oberen Malmglieder sind durch Denudation verschwunden, und die Juraserie schließt mit dem Kimmeridge ab. Die Malmschichten bilden das tonangebende Element der Juralandschaft in einer Mächtigkeit von 500 bis 900 m; sie sind fast durchweg durch feste, lichte Kalke vertreten, z. B. die Astartenkalke des Sequan; bisweilen sind sie koralligener Natur (»Corallien« im Sequan); doch enthält das Sequan häufig mergelige Zwischenlagen und bildet dann sanfte Böschungen. Die Malmkalke sind die eigentlichen gipfelbildenden Schichten des Kettenjura, sie treten als steile Mauern oder mächtige Felsbänder entgegen; die Portlandkalke kommen in großer Ausdehnung auch in den Plateaugebieten des Westens vor; sie sind vorzugsweise die Träger des Karstphänomens.

Die allgemeine Meeresbedeckung der Juraregion in den beiden ersten Abschnitten der mesozoischen Ära gilt auch für die ganze Umgebung mit Ausnahme des oberen Saônegebiets, wo durch die ganze mesozoische Zeit ein Festland, die terra rhenana, sich erhielt; doch tragen die Ablagerungen des Jurameeres den Charakter eines nicht allzu tiefen Meeres; es erfordert also die große Mächtigkeit der Jurasedimente die Annahme einer kontinuierlichen

[1]) Les facies du Malm jurassien (Arch. de Genève, XIX, 1888, S. 5—28, 132—184) und Relations stratigraphiques et orographiques du Malm dans le Jura (ebenda 1897, S. 263—280).



Senkung des Meeresbodens zur Zeit ihrer Ablagerung, während in den Westalpen einheitliche Tiefseeablagerungen entstanden.

Im Juragebiet wird nun am Schlusse der Juraperiode, in der Purbeckstufe, die Meerestiefe immer geringer. Die Binnenablagerungen des Weald, welche die Existenz ausgedehnter Landmassen in Norddeutschland, Nordfrankreich, Belgien und Südengland an der Grenze von Jura und Kreide erweisen, kehren auch in der Juraregion wieder, wenngleich die brackigen, mergeligen und kalkigen Schichten dieser Stufe nur wenig Anhaltspunkte für das Auftreten von Land bieten.

Die Juraformation zeichnet sich im ganzen Juragebirge durch große Lückenlosigkeit der Ablagerungsreihe und abgesehen von dem erwähnten Fazieswechsel durch allgemeine Verbreitung derselben Schichttypen aus. Für die morphologischen und tektonischen Verhältnisse wird der regelmäßige Wechsel von mergeligen und kalkigen Schichten von besonderer Bedeutung. Auf die mergelige Keuper-Lias-Gruppe folgt die feste Kalkmasse des Doggers; darüber lagern die Mergel des Oxford oder Argovien, die, obwohl verschiedenaltrig, doch im Landschaftsbild dieselbe Rolle spielen, und den Abschluß bildet die mächtige, nahezu einheitliche Masse der widerstandsfähigen oberen Malmkalke. Dabei nimmt die Mächtigkeit der Schichten im allgemeinen von N nach S zu, indem man aus der küstennahen Region immer mehr in das rein pelagische Gebiet kommt. Die Zone der Maximalablagerung unmittelbar an der Küste liegt außerhalb des Juragebirges. Gleichzeitig sinkt die Basis des Muschelkalks von 200 m über Meer im N auf 200 m unter Meer im S und W[1]).

Als am Ende der Juraperiode die ganze mitteleuropäische Provinz entweder trocken lag oder von Brackwasser bedeckt war, hatte auch die Juraregion ihre erste Kontinentalperiode. Das Relief war wohl noch wenig gegliedert, die Wirksamkeit oberflächlicher Erosion beweisen aber die Verwitterungs- und Erosionsflächen des Portlandkalkes dort, wo er von Kreideschichten überlagert wird, und Konglomerate aus Portlandgestein. Die Ablagerungen der Purbeckzeit sind spärlich; als weiche Schichten wurden sie zumeist rasch vernichtet.

Während im ganzen Jura, besonders im südlichen, durch die Purbeckschichten mit Süßwasserfossilien die Grenze zwischen Jura und Kreide scharf gezogen ist, fehlt diese Unterbrechung in der marinen Sedimentation bereits in den westlichsten subalpinen Ketten; hier dauerte die Herrschaft des Meeres ununterbrochen fort, und die Purbeckstufe ist durch Mergel mit Meeresbewohnern vertreten. Die eingangs (S. 2) angegebene Grenze zwischen Jura und Alpen ist also auch eine stratigraphische Scheidelinie, und dieser Unterschied kehrt auch in späteren Perioden wieder. Die Juraregion bildete somit zu Ende der Jurazeit die Küstenlandschaft eines mediterranen Meeres.

Über den Purbeckschichten folgt nun durch die Rückkehr des Meeres gegen N die untere Kreide, die in den Schweizer Alpen lückenlos vertreten, auch im Jura vorwiegend marin entwickelt ist und hier den Übergang von den pelagischen Bildungen des mediterranen Gebiets zu den Ablagerungen des Pariser Beckens bildet, indem die Süßwasserbildungen gegen N immer herrschender werden. Das Neokom ist in seiner unteren Etage, im Valangien, durch meist tonige Schichten vertreten; sie fehlen im ganzen nördlichen Teile des Gebirges bis in die Gegend von St.-Laurent; darauf folgen die hellen grobbankigen bis riffartigen Kalke des Hauterivien und der Barrême-Étage. Von den folgenden Stufen sind im Jura namentlich das Aptien und Gault, letzteres durch Grünsandsteine, vertreten. Innerhalb der Kreideablagerungen machen sich aber bereits auffällige Diskordanzen bemerkbar. Bei Avilley (am mittleren Oignon) liegt Hauterivien über Kimmeridge; im obersten

[1]) Thurmann, Essai d'orographie jurassienne, Genf 1856, S. 29. — Nach Thurmann, Greppin und Jaccard beträgt z. B. die Mächtigkeit der obersten Malmhorizonte (Portland und Ptérocerien) bei Pruntrut 35 m, bei Delsberg 150, bei Chaux-de-Fonds 180, bei Yverdon 200 m; die des mittleren Jura nimmt von 110 m bei Pruntrut bis auf 270 m bei Chaux-de-Fonds zu, die des gesamten Malm von 250 m im Aargau auf 500 m am Montoz und 950 m am Reculet (Rollier).

Doubsgebiet fehlt das Aptien, und es folgt über dem Urgon unmittelbar das Gault; bei Besançon fehlt Aptien und Urgon, und auch Gault ist sehr beschränkt und litoral entwickelt; an anderen Stellen liegt das Zenoman direkt über Urgon. Diese Verhältnisse weisen auf zunehmende Transgressionen gegen W. auf Schwankungen des Meeresbodens und lokales Auftauchen hin, das dem endgültigen Rückzug des Meeres voranging.

Die Verbreitung der Kreideschichten im Jura ist eine sehr verschiedene. Im ganzen nördlichen Teile des Kettenjura bis zum Val St. Imier und im Plateaujura bis zur Linie Charquemont–Laval–Chantrans (nördlicher Teil von Blatt Ornans) fehlt die Kreide überhaupt; zwar ist anzunehmen, daß sie auf einem Teile dieses Gebiets durch spätere Denudation fortgenommen wurde — denn es finden sich vereinzelte Neokomfetzen weit entfernt von dem Gebiet zusammenhängender Vorkommnisse bei Russey, Pissoux (Blatt Ornans) u. a. O. — und daß wenigstens im Neokom noch nirgends im Jura Landzustände geherrscht haben. Aber die Zunahme klastischer Sedimente nach oben scheint dafür zu sprechen, daß im Urgon und Aptien eine Kontinentalperiode im Jura existiert habe, jedenfalls im Jura von Dôle, während im Gault und Zenoman wieder eine weiter nach N reichende Überflutung stattfand, die aber die nördliche Franche-Comté nicht erreichte; denn es wurden zwischen Belfort und Montbéliard und im Oignontale Litoralbildungen dieser Zeit konstatiert. In großen Teilen des östlichen Kettenjura liegen die ältesten Tertiärschichten über Kimmeridge; die Festlandperiode am Schlusse der Jurazeit hat sich also wohl bald in der Kreidezeit wiederholt, oder es erreichten die Kreideschichten hier nur eine geringe Mächtigkeit. Aber nicht bloß nachträgliche Entfernung durch Erosion kann für das Fehlen der Kreide im nördlichen Jura maßgebend geworden sein; Länder, die nur wenig über das Meeresniveau aufragen, sei es weil sie schwach gehoben oder bis nahe an das untere Denudationsniveau abgetragen sind, liefern überhaupt keine oder nur sehr wenig Sedimente; die Küstenzone des Meeres bleibt nahezu sedimentfrei. Dieser Fall konnte in den nördlich des Jura gelegenen Gebieten am Schlusse der Juraperiode oder in einer Epoche der Kreidezeit eingetreten sein. Im Gegensatz dazu ist im übrigen, namentlich im südlichen Jura die ganze untere Kreide bis zum Urgon stark entwickelt; Aptien und Gault fehlt zumeist oder tritt nur in kleinen Fetzen auf. Das gleiche gilt von den Stufen der oberen Kreide, während sie in den subalpinen Ketten gut vertreten ist. Im überwiegenden Teile des Kettenjura kommen aber die Kreidekalke für den Aufbau des Gebirges nicht zur Geltung; sie sind zumeist nur in den Synklinalen erhalten. Erst im südlichen Kettenjura erheben sich die Neokomkalke gelegentlich auf die Höhe der Kämme, z. B. am Col de St.-Cergues und in der Vuachekette, während sie sonst nur eine Umrahmung der Ketten in Höhen von 600—1000 m bilden[1]). Es ergibt sich für den Bau des Gebirges und seine Geschichte die wichtige Tatsache, daß gegen S immer jüngere Schichten die Zusammensetzung seiner Höhen besorgen, vom Muschelkalk an der Grenze gegen den Tafeljura angefangen bis zu den Kreidekalken im äußersten S.

Die Schwankungen des Meeres in der Kreidezeit führten schließlich, wahrscheinlich am Schlusse des Zenomans, zu einer zweiten allgemeinen Kontinentalperiode des Jura, die in manchen Teilen des Gebirges, nämlich im N, schon früher, in den südlichen später eintrat. Die aufsteigende Tendenz des Landes pflanzte sich von N nach S fort, und am Beginn des Tertiärs ist der ganze Jura trocken gelegt.

Zu Beginn des Tertiärs[2]) ragte der Jura als eine Halbinsel zwischen die Meere nach S hinein, die im W die Sande und Kalke des Pariser Beckens, im O und S die Flysch-

[1]) Schardt. Études géologiques sur l'extrémité méridionale de la chaine du Jura (Bull. soc. vaud., XXVII, 1891/92, S. 76).

[2]) Die Literatur über das Tertiär des Jura und seiner Randgebiete ist so umfangreich, daß hier nur diejenigen Arbeiten genannt werden können, die in letzterer Zeit in zusammenfassender Weise und über größere Räume zur Kenntnis der Tertiärablagerungen unseres Gebirges beitrugen: Schardt, Sur la molasse



sandsteine und Nummulitenkalke der nördlichen Alpenketten ablagerten. Dieser Kontinentalphase des Jura gehören die universell verbreiteten **Bolustone** und **Bohnerze** (terrain sidérolithique), Quarzsande und vielleicht auch die Huppererde im Baseler Gebiet an, mit zumeist eocänen, aber auch kretazischen Säugetierresten. Die Bohnerzphänomene, die einen bis in die Römerzeit zurückreichenden Abbau ins Leben gerufen haben, spielten auf einem von Sümpfen und Wasserbecken eingenommenen Boden, dessen Relief aber, nach der Konkordanz der eocänen und jüngeren Ablagerungen mit den Juraschichten zu schließen, nur wenig gegliedert sein konnte. Doch war die Abtragung der mesozoischen Schichten ebenso wie heute am stärksten im N, wo das Eocän auf den älteren und verschiedensten Malmhorizonten liegt, und wo Kreide und Portlandschichten fehlen; westlich und südlich von Biel liegt es nur mehr über Kreide. Das Land hatte also eine leichte Neigung gegen S, gegen das alpine Eocänmeer, und dorthin richtete sich auch die älteste Entwässerung des Jurabodens. Die genannten Eocänablagerungen treten nie flächenhaft auf, sondern in Taschen und karrigen Verwitterungsformen der mesozoischen Kalke; sie sind nicht, wie man früher annahm und auch heute noch vielfach liest, »hydrothermale« Bildungen, sondern ein der terra rossa ähnlicher Verwitterungs- und Lösungsrückstand der Kalke, welche den karstartig modellierten Juraboden zusammensetzten.

Die ersten geschichteten Ablagerungen des Tertiärs sind **Süßwasserkalke**, die auf das Vorhandensein von großen Seebecken deuten; sie sind u. a. bekannt von Moutier im Berner Jura, vom Lac-Ter und Joux-Tal im Waadtländer Jura, vom östlichen Jurarand bei Orbe und Sarraz, aus dem Elsgau bei Morvillars und Bourogne. Im Mainzer Becken fehlt diese lakustre Formation. Das Eocän des Jura entspricht zeitlich den Grobkalken des Pariser Beckens und den Gipsen vom Montmartre.

Das marine Tertiär beginnt im Jura mit der Transgression des nordischen tongrischen Meeres, das sich über die eocäne Juralandschaft ausbreitete. Sein jurassischer Golf umgab sich mit einem Strandwall, der im Berner Jura bis Les Brenets, Montfaucon, Fregiécourt und Bressaucourt reichte, während ein anderer Wall vom Schwarzwald bis Äsch zu verfolgen ist. Die Reste dieser Strandablagerungen bilden den unteren Gompholit oder die untere Juranagelfluh und bestehen größtenteils aus Geröllen des oberen Jura, welche dem jetzt abgetragenen Kalkmantel von Schwarzwald und Vogesen angehören. Hingegen finden sich sehr wenig Kreidegerölle, weil bereits die eocäne Zersetzungsarbeit die Kreideschichten im nördlichen Jura zerstört hatte, wohl aber umgelagerte Bohnerzgerölle. Im N liegen diese Konglomerate diskordant über dem Eocän und auch über Juraschichten, ein Beweis für Bewegungen des Bodens im älteren Tertiär. Allmählich nehmen die tongrischen Ablagerungen rein marinen Charakter an; hierzu sind zu zählen die Dannemarie-Sande und Fischschiefer von Froidefontaine in der Franche-Comté, Cyprinenmergel um Montbéliard, blaue Letten und Sandsteine mit Meletta um Basel. Alle diese Ablagerungen gehören noch

rouge du pied du Jura (Bull. soc. vaud., XVI, 1880, S. 609—637). — Kilian, Notes géologiques sur le Jura du Doubs (Mém. soc. émul. Montbéliard, 1885, 3. Teil). — Derselbe, Note sur les terrains tertiaires du territoire de Belfort etc. (Bull. soc. géol., 3. série, XII, 1883, S. 729—754). — Früh, Beiträge zur Kenntnis der Nagelfluh der Schweiz (Neue Denkschr. schweiz. nat. Ges., XXV, 1890). — Schardt, Sur le sidérolithique du Jura (Bull. soc. vaud., XXVII, 1890, S. VIII). — Gutzwiller, Beiträge zur Kenntnis der Tertiärbildungen in der Umgebung von Basel (Verh. nat. Ges. Basel, IX, 1893, Heft 1). — Rollier, Études stratigraphiques sur les terrains tertiaires du Jura (Arch. de Genève, XXVII, 1892, S. 313—333, 409—430, und XXX, 1893, S. 105—130). — Derselbe, 1. supplément à la description géologique du Jura Bernois (Matériaux à la carte géol. de la Suisse, Bern 1893, 8. livraison). — Derselbe, 2. supplémet etc., Bern 1896. — Jaccard, 2. supplément à la description géologique du Jura neuchâtelois et vaudois (Matériaux etc., Bern 1893, 7. livr.). — Depéret, Classification du Miocène (Bull. soc. géol., 3. série, XXI, 1893, S. 170). — Delafond et Depéret, Les terrains tertiaires de la Bresse, Paris 1893. — Douxami, Les terrains tertiaires de la Savoie etc. (Ann. Univers. Lyon, Paris, Masson 1896). — Rollier, Compte-rendu de l'excursion dans l'Oligocène des environs de Porrentruy (Bull. soc. géol., 3. série, XXIV, 1897, S. 1035—1046).

dem Oligocän an; sie sind einerseits gleichaltrig mit den Septarientonen des Mainzer Beckens, anderseits mit den Sanden von Fontainebleau; es herrschten also große Analogien zwischen dem Pariser und Elsässer Becken; beide waren Golfe eines Nordmeeres, zwar von verschiedener Gestalt, aber mit der gleichen Entwicklung der Lebewesen. Temporär bestand auch eine Verbindung des tongrischen Meeres mit dem Meere des Schweizer Beckens in Gestalt einer schmalen Meerenge zwischen Delsberg und Biel, die durch Vorkommnisse von Gompholit bei Montier, Court und Roche im Birstal und bei Bellelay und Montfaucon erwiesen ist. Tatsächlich herrschten auch in der Nordschweiz zur Zeit der sog. unteren Süßwassermolasse, deren untere Glieder dem Tongrian entsprechen, gelegentlich marine Zustände.

Am Schlusse des Tongrian geschah die allmähliche Ausfüllung des Elsässer Beckens durch Brackwasserbildungen. Dazu sind zu rechnen die lakustren Kalke der »Raitche« um Delsberg, die Cyrenenmergel bei Basel und die untersten Glieder des »système de Bourogne«, tonige Schichten und Süßwasserkalke um Allenjoie im Elsgau, während im Pariser Becken die Ausfüllung durch die lakustren Kalke von Lonjumeau besorgt wurde. Herrschend wurden die kontinentalen Bildungen im Jura wie in ganz Südeuropa in der aquitanischen Stufe (früher Delemontian oder Nymphéen). Ihr gehören an die Blätterschichten von Réchésy mit Konglomeratbänken und bereits reichem Glimmergehalt und das System der Bourogne im NW, gleichaltrig mit den mehr marinen Mergeln von Kolbsheim im Elsaß, wo entsprechend dem allmählichen Rückzug des tongrischen Meeres nach N die marinen Zustände länger andauerten. Um Basel sind die Blättersandsteine von Dornach und Süßwasserkalke die Vertreter der aquitanischen Stufe oder der unteren Süßwassermolasse des Jura, die nach Depérets System noch dem Oberoligocän angehört, gleichaltrig mit den Molterschichten des Wiener Beckens. Im Berner Jura gehören hierher die Elsässer-Molasse, rote Helizitenmergel und die Süßwasserkalke von Delsberg. Diese gehen aber bei Saicourt über in die etwas jüngere graue Molasse von Lausanne, die bereits dem Untermiocän zuzuzählen ist und hier bis Moutier reicht. Zu ihrer Zeit, entsprechend dem Travertin von Beauce im Pariser Becken, herrschten im ganzen nördlichen Jura kontinentale Verhältnisse.

Im südlichen Jura fehlt die tongrische Transgression, und der ganze Schichtkomplex vom Eocän bis zum marinen Miocän zeigt am Ostrand des Gebirges einen häufigen Wechsel von marinen Bildungen mit Material aus den Alpen und Süßwasserbildungen aus dem Jura. Die »rote Molasse vom Jurafuß«, gleichaltrig mit der Rigi-Molasse, ist aquitanisch, aus einer Zeit, wo der Jura größtenteils trocken lag und schon ein gewisses Relief hatte. Die graue Molasse, eine Sandsteinbildung mit Pflanzenresten nordamerikanischen Charakters, daher auch als Blättermolasse bezeichnet, bedeutet wohl bereits den Beginn der ersten mediterranen Transgression. Schon damals war im W das Senkungsfeld der Bresse und Dombes angelegt; es befand sich an ihrer Stelle eine flache Mulde, eingenommen von einem ausgedehnten See, der durch große Flüsse ausgefüllt wurde und nach O bis Culoz und Chambéry reichte, also mit den Gewässern des Schweizer Beckens in Verbindung stand. Nach dem Oligocän war der bressanische See bereits trocken gelegt und die Bresse nördlich von Lyon blieb einige Zeit ohne Ablagerungen.

Im unteren Miocän erfolgte nun das allmähliche Vordringen des europäischen Mittelmeeres nach N. Es drang im Rhônetal ein, erreichte den Alpenfuß, überflutete das Schweizer Mittelland und auch den größten Teil des Jura und verband sich schließlich mit dem Meere des Donaubeckens. Eine feste Grenze aber zwischen Oligocän und Miocän fehlt hier; es wurde der aquitanische See durch das miocäne Meer ersetzt. Das erste Stadium der Transgression war wahrscheinlich die schon genannte graue Molasse; dann folgen Muschelsandstein

und andere sandige Bildungen, entsprechend den analogen Ablagerungen in Bayern, den Eggenburger Schichten und vielleicht dem Schlier am Nordrand der Alpen; sie gehören also der ersten Mediterranstufe (Helvétien oder Burdigalien) an. Damals reichte das Molassemeer im Jura gegen W bis Ste.-Croix—Chaux-de-Fonds—Court—Aarau—Baden. Jünger sind die Ablagerungen der zweiten Mediterranstufe (Vindobonien Depérets), wozu im Jura die obere Meeresmolasse zu zählen ist, und während welcher das Meer eine etwas größere Ausdehnung erlangte. Die Uferbildungen dieser Stufe lassen sich verfolgen längs einer Linie von Chaux-de-Fonds über Undervelier, Delsberg, Bernwyl, Liestal, Frick bis zum Randen und nach Sigmaringen[1]). Beide Uferlinien laufen in auffälliger Weise nahe und parallel der Grenzlinie zwischen Argovien- und Rauracien-Fazies, sowie der Grenze der Verbreitung der Kreideformation im Jura; es kehrt also in zeitlich so sehr auseinanderliegenden Perioden im gleichen Gebiet die Tendenz zur Festlandlage oder wenigstens relativ hohen Lage wieder, ein Umstand, der auch in der Geschichte des endgültig über das Meer gehobenen Jurabodens eine wichtige Rolle spielt.

Das nördlich der genannten Uferzonen gelegene Land, also der ganze nordwestliche Teil des Jura, bildete in Form einer nach S vorspringenden Halbinsel ein Küstenland jenes Festlandes, dem auch das südwestliche Deutschland, Ostfrankreich usw. angehörte, und das überhaupt die Landmasse Westeuropas in der Miocänzeit darstellte. Übrigens überschritt auch das Miocänmeer den Jura in Form einer Meerenge an ungefähr derselben Stelle wie das tongrische Meer, nämlich zwischen Biel und Basel. Aber auch südlich der erwähnten Uferlinien scheinen einige Höhen des damaligen Jurabodens inselartig aus dem Meere aufgeragt zu sein, wie das Vorkommen von Blättern und Geröllen in der Molasse beweist. Im waadtländischen Jura ist sie eine Ablagerung in Buchten und Fjorden von geringer Tiefe; im südlichsten Jura, über den hinweg die Verbindung des Rhônebeckens mit dem Meere des Schweizer Mittellandes geschah, fällt die Verbreitung des marinen Miocäns ungefähr mit der heutigen Grenze zwischen Alpen und Jura zusammen (vgl. Fig. 1, S. 2). An den Ufern des Miocänmeeres entstand aus den Strandgeröllen die polygene Nagelfluh, z. B. bei Sorvilier und Moutier im Berner Jura und in den südlichen Freibergen, bis wohin alpine Gerölle in der Fortsetzung des Napf-Deltas gelangten. Auch im Aargauer Jura ist der Muschelsandstein vorzüglich als Uferbildung entwickelt, so bei Safenswyl, am Bötzberg im sog. Kalofen mit Cardium, Pecten und Balanus; darüber liegt die marine Nagelfluh des Aargauer Jura. Im Delsberger Becken, wo diese Ablagerung 100 m mächtig wird, mischen sich darin Jura- mit Vogesen- und Schwarzwaldgeröllen. Bei Chaux-de-Fonds enthält das marine Miocän Gault- und Neokomgerölle; es ist also hier durch die vormiocäne Abtragung eine Erosionsfläche geschaffen worden; das Burdigalien liegt auf erodierten Portlandkalken, und die ganze Kreide fehlt.

Das Land nördlich der Ufer des Miocänmeeres hatte eine leichte Neigung gegen S. Auf ihm entwickelte sich als Vorläufer des heutigen ein fluviatiles Regime, dessen Adern Gerölle aus N brachten. Diese sind allenthalben im Elsgau und im nördlichen Berner Jura, gemischt mit den Dinotheriensanden vorhanden, äquivalent den Eppelsheimer Schichten in Schwaben. Sie stellen also die kontinentale Fazies der miocänen Meeresmolasse dar und beweisen Erosions- und Denudationsprozesse im N gleichzeitig mit der Meeresbedeckung im S. Sie reichen bis ins Tal von Tavannes im südlichen Berner Jura, wo sie bereits marinen Charakter annehmen, wie das Vorkommen von Pholaden beweist.

[1]) Diese Auseinanderhaltung zweier Miocänstufen im Jura ist das Ergebnis langjähriger Untersuchungen von Louis Rollier; ich verdanke ihre Kenntnis freundlichen persönlichen Mitteilungen. Vgl. auch: Rollier, Sur l'âge des calcaires à »Helix sylvana von Klein« (Bull. soc. géol., 4. série, II, 1902, S. 278—288).

Eine in unserem Gebirge durchaus auf die nördlichsten Teile, den Tafeljura und die Grenzzone gegen den Kettenjura beschränkte, allerdings aber über unser Gebiet nach N und O weit hinausgehende Bildung ist die sog. Juranagelfluh, die in der Regel als Konglomerat, oft aber auch, dem Unterlauf fließender Gewässer entsprechend, als sandige und mergelige Ablagerung entwickelt ist[1]). Sie enthält zumeist Gerölle der Trias, der kalkigen Glieder von Dogger und Malm und des älteren Tertiärs, aber gelegentlich auch Porphyre und Granite des Schwarzwaldes. Die Gegend, aus der sie stammt, nämlich die nördlich ihres heutigen Verbreitungsbezirks im Jura gelegenen Gebiete, waren also damals noch nicht bis zur Trias und zur kristallinischen Unterlage abgetragen. Die Juranagelfluh liegt stets auf ziemlich stark erodierten Oberflächen aller Schichten vom Malm bis zur letzten Meeresmolasse; sie ist das jüngste Glied der Tertiärablagerungen. Sie tritt niemals in Wechsellagerung mit der marinen Molasse, wohl aber geht sie, z. B. am nördlichen Gehänge des Linnberges, in glimmerreiche Süßwassermolasse über, die die Anwesenheit von Süßwasserbecken anzeigt. Die Juranagelfluh ist also abgelagert nach dem Rückzug des letzten Meeres von Flüssen, die, wie die petrographische Zusammensetzung und ihr nach S an Größe abnehmendes Material beweist, aus N, aus der Schwarzwaldgegend über ein erodiertes Juraland flossen, zu einer Zeit, als jene noch ihren Jurakalkmantel besaß. Es lag im Schwarzwald und im nördlichen Tafeljura das Gebiet der Erosion, im südlichen das der Akkumulation, und es fällt in die Zeit zwischen der Ablagerung der Meeresmolasse und der der Juranagelfluh eine Periode der Erosion und Korrasion, während welcher an vielen Stellen die Molasse abgetragen wurde, so daß die Nagelfluh auf Malmschichten zu liegen kam. Dabei liegt sie gegen S und W auf immer jüngeren Schichten; es nimmt also der Betrag der Abtragung vor Ablagerung der Juranagelfluh in der Richtung nach N und O zu. Gelegentlich bildet sie Rücken von geringer Höhe mit länglichem Verlauf, die alte zugeschüttete Bachbecken verraten, deren weichere Gehänge abgetragen wurden. So bedeutet ihre Verbreitung ein miocänes Flußsystem, das seither völlig zerstört und durch ein jugendliches überdeckt wurde.

Gleichzeitig mit dem allmählichen Rückzug des letzten Miocänmeeres lagerten sich in ausgedehnten Becken Süßwasserkalke ab, namentlich typisch um Le Locle und an mehreren Orten des Berner Jura. Sie entsprechen der oberen Süßwassermolasse der Mittelschweiz und gehören dem Öningian (Tortonian), also noch dem Mittelmiocän, an, sind somit gleichaltrig mit dem oberbayerischen Flinz. Mit ihnen schließt im Jura die Periode der Sedimentation ab. Das Miocän des Jura beginnt also ebenso wie in Frankreich mit der Transgression des Meeres der Burdigalien-Stufe und schließt mit dem definitiven Rückzug des Meeres aus der Schweiz und aus Süddeutschland.

Das Pliocän hat im Jura kaum Spuren von Ablagerungen hinterlassen; es ist eine Zeit der Gebirgsbildung und Erosion. Damals war das helvetische Becken bis auf isolierte Wasseransammlungen trocken gelegt; Alpen- und Juraflüsse arbeiteten gleichzeitig an ihrer Ausfüllung. Die Orographie des Jura war am Schlusse des Miocäns erst in großen Zügen angelegt. Obwohl Hebungserscheinungen schon vor dem Eocän und im Miocän auftraten, begann die Hauptfaltung erst nach dem Öningian. Alle Tertiärschichten sind mitgefaltet; die diluvialen Bildungen im Innern des Jura haben an der Faltung nicht mehr teilgenommen. Wir haben es also vor deren Beginn zu tun mit einem aufsteigenden Landblock von ungefähr N—S-Erstreckung, durchzogen von Flüssen, die ihren Lauf von dem

[1]) Einen kurzen Einblick in die Lagerungsverhältnisse und das Vorkommen der Juranagelfluh erhielt ich anläßlich einer Exkursion, die ich mit dem vorzüglichen Kenner der Geologie des Bötzberges im Aargau, Herrn F. Amsler in Stalden, im Sommer 1901 zu unternehmen Gelegenheit hatte. Es sei ihm für die liebenswürdige Führung an dieser Stelle der herzlichste Dank ausgesprochen.

alten Lande im N, zu dem auch der nördliche Jura gehörte, zentrifugal nach den Resten des sich zurückziehenden Meeres im S richteten. Es fällt der Beginn der entscheidenden gebirgsbildenden Bewegungen mit dem endgültigen Rückzug des Meeres vom jurassischen Boden zusammen.

Eine abweichende Entwicklung nahmen das Saône- und Rhônebecken, Bresse und Dombes. Dieses Senkungsfeld hatte seine größte Ausdehnung im Oligocän, eine etwas geringere im mittleren Miocän, dessen Molasse am Jurarande bis in die Gegend von Lons-le-Saunier reicht. Aber schon im oberen Miocän verließ das Meer das Rhônetal; es blieb ein Brackwassersee zurück, und das Ende des Miocäns ist im Rhônetal markiert durch Geröllablagerungen, in denen wir bereits die Anfänge des heutigen Rhônesystems erkennen können. In der Bresse fehlen alpine Gerölle dieser Zeit. Die Senkungserscheinungen, die schon seit Beginn des Oligocäns am Jurarand auftraten und dem mediterranen Meere den Eintritt gestatteten, setzten sich auch nach Schluß des Miocäns fort; es bildete sich eine tiefe, langgestreckte Schüssel, in der sich die pliocänen Bildungen ablagern konnten. In der reichen Entwicklung des Pliocäns sind die unteren Glieder vorwiegend lakuster, die jüngeren, in Erosionsformen der ersteren lagernd, fluviatil. Überall aber besteht zwischen Miocän und Pliocän zeitlich und stratigraphisch eine Lücke, so daß in dem dazwischen liegenden Zeitraum ein Teil der Miocänablagerungen der Bresse vernichtet wurde. Während nun im unteren Pliocän das Meer von S her im Rhônetal bis gegen Givors (unterhalb Lyon) reichte, befand sich in der Bresse ein Seebecken von wechselnder Ausdehnung, dessen sandige und mergelige Ablagerungen aufgerichtet wurden und ein Fallen von O und S gegen W und N erhielten. Am Ende des unteren Pliocäns wurde das Meer endgültig aus dem unteren Rhônetal hinausgedrängt, und die Talbecken von Saône und Rhône sowie die bressanischen Täler von Doubs und Loue bis an den Jurarand erhielten nun im mittleren und oberen Pliocän nur mehr mächtige Geröll- und Sandablagerungen in den im unteren Pliocän geschaffenen Tiefenlinien, zu deren Ausbildung die gleichzeitige Hebung von Jura und Alpen den Anlaß gab. Eine besonders stattliche Breite gewinnen diese Ablagerungen im oberen Pliocän; Saône, Doubs und Loue besaßen schon ungefähr ihre heutigen Betten, aber die hin- und herpendelnden Flüsse überschütteten in großer Ausdehnung die Ebene mit ihren Geröllmassen, deren Ursprung und Verbreitung uns noch beschäftigen wird.

Während also die pliocäne Faltung die Juraketten schuf, beeinflußten Bodenbewegungen von geringerem Ausmaß auch das große Senkungsfeld am Westrand des Gebirges; sie setzen sich durch die ganze Dauer des Pliocäns fort bis in die ersten Phasen der Diluvialzeit, und ähnliche Erscheinungen werden auch am Ostrand des Jura, im Schweizer Mittelland angetroffen. Sie werden aber auch von Wichtigkeit für die allmähliche Ausbildung der Tektonik des Juragebirges selbst.

Die Tertiärablagerungen in ihrer Gesamtheit kommen für den Aufbau des Gebirges nicht in Betracht; sie finden sich heute nur mehr in den tiefgelegenen Teilen, also zumeist in den großen Längstälern und Becken des Kettenjura und sonst in unzusammenhängenden Fetzen; von den Plateaus des Westens sind sie fast ausnahmslos verschwunden. Am Südrand des Tafeljura ist das Tertiär noch erhalten, weil es hier einstmals durch den überschobenen Nordrand des Kettenjura verdeckt und vor der Abtragung geschützt wurde. Gleichwie bei der Kreide sind auch die Grenzen der heutigen Verbreitung tertiärer Schichten nur Denudationsgrenzen, obwohl sie wohl niemals eine zusammenhängende Decke gebildet hatten; vielmehr scheinen schon vor ihrer Ablagerung einzelne Jurahöhen über das Molassemeer gehoben worden zu sein. Dabei liegen die letzten Tertiärschichten nach N zu auf immer älteren mesozoischen Schichten, so daß schon vor ihrer Ablagerung die Intensität der erodierenden und denudierenden Kräfte nach N zunahm. In vielen Tälern des nördlichen Kettenjura, z. B. im Tale von St.-Imier und von Chaux-de-Fonds sind die Tertiärschichten außerdem von quartären Bildungen verhüllt.

III. Kapitel.
Tektonischer Aufbau des Juragebirges[1]).

1. *Geschichtliche Vorbemerkungen.*

Seit den frühesten Zeiten geologischer Forschung galt der Schweizer Jura als Schulbeispiel eines regelmäßigen Faltungsgebirges, und Thurmanns Arbeiten über dieses Gebirge sind überhaupt die ältesten Untersuchungen, die in eingehender Weise über den Aufbau eines Faltungsgebirges angestellt wurden. Den Prinzipien der Schule E. de Beaumonts folgend stellte Thurmann vier Ordnungen von Hebungen (soulèvements) im Schweizer Jura auf: er unterschied daselbst 30 Ketten erster Ordnung, die als geschlossene Gewölbe auftreten, und bei denen die Hebung nur bis zum Corallien fortgeschritten ist; 80 Ketten zweiter Ordnung, wo der Aufbruch bis zum Dogger gediehen ist, flankiert von zwei Oxford-»Comben«; 40 Ketten dritter Ordnung, bei denen unter dem Dogger schon Lias aufgeschlossen erscheint, und schließlich 12 Ketten vierter Ordnung, bei denen der Aufbruch bis zum Muschelkalk herabreicht[2]). In den von Thurmann vorgezeichneten Wegen bewegten sich auch die Arbeiten von Gressly, Greppin, Studer, Desor, Jaccard, Vézian, Bourgeat u. a. über den Aufbau unseres Gebirges. Erst nachdem Sueß und Heim für die Alpen gezeigt hatten, daß die Entstehung der Faltungsgebirge vornehmlich der Auslösung tangentialer Spannungen zuzuschreiben sei, begannen auch die Jurageologen die Hypothese von der Hebung des Gebirges längs gewisser Hebungsachsen und den damit verbundenen Zerreißungsvorgängen der Kruste zu verlassen und die Struktur des Jura von den neuen Gesichtspunkten aus zu betrachten. Allerdings brachen sich diese Anschauungen bei den konservativen Franzosen nur recht langsam Bahn. Noch 1874 betrachtete Vézian die orogenetische Bewegung als einen Stoß von unten nach oben, hielt die Annahme von seitlichen Schuben für den Jura für unannehmbar und verglich diesen mit einem Mosaikbild, von unzähligen Sprüngen durchsetzt, die sich allmählich durch innere Kräfte erweiterten und in den Quer- und hochgelegenen Längstälern entgegentreten[3]). Wie lange diese Anschauungen nachwirkten, beweist der Umstand, daß noch 1893 Rollier es für notwendig halten mußte, dieselben eingehend zu widerlegen[4]). Wir wissen heute, daß der Jura als Zweig des Alpensystems die Faltung des Bodens passiv mitgemacht hat, und daß dieselben Kräfte das kompliziert gebaute Hochgebirge und den einfacher struierten Jura aufgetürmt haben.

2. *Grundzüge der Jurastruktur.*

Der Jura geht hervor aus der Virgation der subalpinen Ketten der Grande-Chartreuse[5]). Zwischen den divergierenden Ästen entwickelt sich, nach N an Breite gewinnend, das Schweizer Alpenvorland, in dem die Faltung aussetzt oder vielmehr noch nicht eingetreten ist. An die hohen Randketten des Ostens schließen sich nach W zu immer

---

[1]) Vgl. dazu die beigegebenen Profile, die, soweit nicht besonders angegeben, auf Grund der vorhandenen geologischen Karten der Schweiz und Frankreichs entworfen sind.

[2]) Thurmann, Essai sur les soulèvements jurassiques de Porrentruy, 1832/36. — Derselbe, Résumé des lois orographiques générales (Bull. soc. géol., 2. série, XI, 1853, S. 41). — Derselbe, Esquisses orographiques de la chaîne du Jura, Berne 1852/54. — Derselbe, Essai d'orographie jurassienne, Genf 1857.

[3]) Études géologiques sur le Jura, S. 126, Besançon 1874.

[4]) Matériaux etc., 1. supplément, S. 275.

[5]) Allerdings ziehen es französische und schweizer Geologen vor, von einem Anschmiegen der jurassischen an die subalpinen Ketten zu sprechen, und verfolgen daher ihren Verlauf in umgekehrter Richtung, als es hier geschieht, nämlich von N nach S. Da wir aber immer gewohnt sind, bei der Betrachtung der Alpen von W nach O vorzuschreiten, so empfiehlt es sich wohl mehr, von einer Virgation zu sprechen und den Anfang der Juraketten nach S, ihr Ende nach N zu versetzen.

niedrigere Bodenwellen, bis sich die gebirgsbildende Kraft noch einmal zu einem System westlicher Randfalten aufrafft. Für die Struktur des weitaus größten Teiles des Gebirges, namentlich aber für die ganze Kettenzone ist charakteristisch das Auftreten zahlreicher (nach Thurmanns Zählung 160) Antiklinalen von sehr verschiedener Länge. In der Regel tauchen dieselben ziemlich rasch auf und unter, haben also zwei ausgeprägte Walmseiten; dann erhebt sich in der Nähe, aber zumeist etwas gegen die frühere verschoben, kulissenartig eine neue Antiklinale. In der Grenzregion von Ketten- und Plateaujura sind zumeist zwei Antiklinalen konkav gegen einander gekrümmt, so daß sie mandelförmige Synklinalen einschließen. Seltener kommt es zu Verknüpfungen oder Scharungen mehrerer Faltenzüge, z. B. am Col des Loges unweit Chaux-de-Fonds. Häufig senkt sich die Kammlinie der Antiklinale so sehr, daß durch diese Sattelung (ensellement) Gelegenheit zur Anlage von Quertälern gegeben ist. Oft gabelt sich eine Antiklinale, bevor sie erlischt, wie z. B. die der Dôle im südlichen Kettenjura, oder eine domartige Falte geht durch eine horizontale Verschiebung in eine Synklinale über und gibt so zur Entstehung von zwei Synklinalen Anlaß, z. B. die Antiklinale der Barillette bei St.-Cergues [1]).

Die Gestalt der Falten ist durchaus im O schärfer, gegen W nimmt die Neigung zu dom- oder kofferförmigen Gewölben mit nahezu horizontaler Scheitelregion und senkrecht gestellten Schenkeln immer mehr zu. Einfache stehende Falten sind der seltene Fall; unter 160 Antiklinalen zählt Thurmann nur 40 stehende, hingegen 100 nach N, nur 20 nach S überliegende, so daß in diesem Verhältnis eine gewisse Asymmetrie des Baues ausgesprochen erscheint. Im Bereich der domartigen Gewölbe ist häufig der eine Flügel überstürzt (déjeté) und sind dann Juraschichten über den SO-Flügel der von Neokom und Tertiär erfüllten Synklinale hinweg geschoben, so daß es zur Bildung von Faltenverwerfungen kommt (wie u. a. kürzlich in der NW-Flanke der Montagne du Boudry bei Neuenburg nachgewiesen wurde) [2]), wobei auch in der Regel die Überschiebung gegen NW gekehrt ist. Die bedeutendste solcher Überschiebungen ist die längs der Ostseite des Valserinetales im südlichen Kettenjura [3]); sie beginnt nördlich von Châtillon-de-Michaille, wo sie sich leicht über die Synklinale von Bellegarde schiebt, gleichsam als Ersatz für die Falten des Colombier im S, und setzt sich an der Westflanke der ersten Jurakette fort, wobei sie ein Stück weit die Lage des Tales bedingt. In naher Beziehung zu ihr steht eine große Dislokationslinie, an der der westliche Flügel des Gewölbes der Vuachekette abgesunken ist [4]). Sehr auffallende Lagerungsstörungen finden sich ferner in der Balstaler und Mümliswyler Klus im nördlichen Kettenjura, in den sonst normal gebauten Ketten des Paßwangs, Graitery und Weißenstein. Wir werden ihre Bedeutung für die Entwässerungslinien dieser Gegend an entsprechender Stelle zu würdigen haben.

Ein besonders weitgehender Grad der Faltung offenbart sich in der Umgebung des Sees von St.-Point [5]). Die Kreideschichten am Boden einer Synklinale fallen beiderseits bergeinwärts und richten sich dann am rechten Gehänge senkrecht auf (vgl. Profil VII und VIII); ähnlich liegen die Verhältnisse in der Antiklinale von Montperreux südöstlich des genannten Sees. Zunächst liegen über horizontalen Valangien-

[1]) Schardt, Note explicative de la feuille XVI. de la carte géologique de la Suisse, 2. édition, S. 84, Bern 1899.

[2]) Schardt et Dubois, Géologie des gorges de l'Areuse, Ecl. VII, Nr. 5, 1903.

[3]) Schardt, Études géologiques sur l'extremité méridionale de la chaine du Jura (Bull. soc. vaud., XXVII, 1891/92, S. 94).

[4]) Schardt, Notice géologique sur la feuille XVI. de la carte géol. suisse (Ecl., 1900, S. 6), führt auf das Fehlen der tertiären Decke das Vorkommen der tektonischen Unregelmäßigkeiten auf den Höhen der Gewölbe zurück. Ebenso sieht Rollier die Ursache der tektonischen Unregelmäßigkeiten, des Vorkommens kleinerer und zahlreicherer Falten in den Freibergen gegenüber den einfacheren Strukturformen weiter im O darin, daß hier die Faltung die von mehrere Hundert Meter mächtigen Tertiärschichten bedeckten Kalkschichten ergriff, dort ein schon lange über das Meer gehobenes Gebiet (1. supplém. etc., 1893, S. 230 u. 270).

[5]) Fournier, Étude sur la tectonique du Jura franc-comtois (Bull. soc. géol., 4. série, I, 1901 S. 97—112).

schichten obere Jurakalke, so daß man eine große Überschiebung anzunehmen geneigt wäre; weiter gegen SO sieht man die Kreideschichten sich aufrichten, und schließlich bilden sie bei Touillon den Boden eines Muldentales. Es ist also hier ein großer Teil der Antiklinale überstürzt, so daß die älteren Schichten zu oberst liegen.

Im allgemeinen aber spielen tektonische Unregelmäßigkeiten im überwiegenden Teile des Jura, soweit er nicht durch fremde Nachbargebiete Störungen erlitten hat, eine sehr kleine Rolle. In der Regel sind die Umbiegungen mächtiger Kalkschichtenkomplexe in wunderbarer Reinheit erhalten und vornehmlich an den Wänden der Quertäler deutlich sichtbar. Dies spricht für einen nicht allzu stürmischen und intensiven Faltungsvorgang, aber auch für einen hohen Grad von Plastizität der gefalteten Massen. Hierfür kommt einmal der ziemlich regelmäßige Wechsel harter Kalk- und weicher Mergelschichten in Betracht, wodurch der von Thurmann so genannte »Pelomorphismus« erzielt war, anderseits aber lagen die an sich starren jurassischen Kalkmassen zur Zeit der Faltung noch unter einer mehr oder weniger mächtigen, an sich sehr plastischen Decke von tertiären Sedimenten, vielfach, namentlich im südlichen Kettenjura, auch unter den weicheren, mergelreicheren Kreidekalken, so daß unter der großen Last die Faltung in der Regel ohne Bruch vor sich gehen konnte.

Eine große Gleichförmigkeit beherrscht den inneren Bau der westlichen Plateaulandschaften, der zweiten tektonischen Zone unseres Gebirges. Die Antiklinalen sind zumeist breite, kofferförmige Gewölbe, die Synklinalen geschlossene Becken. Dabei tritt aber ein deutlicher Unterschied im Ausmaß der Faltung zwischen den nördlichen und südlichen Plateaugebieten entgegen. Nördlich der Linie Nantua—Bellegarde bis etwa zu der Linie Lons-le-Saunier—Morez treffen wir auf eine große Zahl von Falten mit allerdings bescheidener Spannweite; hier war die Faltung auf einen engeren Raum beschränkt, daher intensiver als weiter im N, wo der gebirgsbildenden Bewegung ein größerer Raum geboten war und daher öfters sogar völlige Horizontalität der Schichten zur Regel wird. Es sondert sich im N strenger auch in tektonischer Hinsicht von der Zone der hohen Gewölbe (zone des hautes croupes) die Zone der »plis à vaste amplitude«, weiter, flacher, öfters nach NW überliegender Antiklinalen, getrennt durch ausgedehnte synklinale Plateaus. Daneben aber erlangen Brüche mit Sprunghöhen bis zu 300 m größere Bedeutung. In der Region der größten Breite des Gebirges, also etwa in der Gegend von Champagnole und Nozéroy (Blatt Lons-le-Saunier, frz. Sp. K. 138), lassen sich drei Bruchzonen unterscheiden, durch die die ganze Masse in drei Plateaus zerfällt, die nach W an Höhe abnehmen und auf denen in gleicher Richtung stets ältere Schichten herrschend werden. Nach W zu werden die Brüche immer zahlreicher, bis sich schließlich die dritte tektonische Zone des Gebirges, die région des vignobles, entwickelt[1]). Sie besteht aus einer Reihe von kurzen, eng aneinander gepreßten Antiklinalen, deren Kern Trias, Lias und mittleren Jura enthält, getrennt durch zerbrochene Synklinalen aus oberem Jura. Auch hier trifft man öfters ältere Schichten in überkippten Falten über jüngere geschoben, so daß man an das Vorhandensein von Deckschollen glauben könnte. Diese Zone der westlichen Randfalten ist besonders breit um Salins, wo man fünf Antiklinalen zählt, und verschmälert sich gegen N; bei Besançon sind es nur mehr zwei Gewölbe, und bei Baume-les-Dames geht die Randzone in die rein östlich streichende Antiklinale der Lomontkette über; indem sich deren Fortsetzung auf Schweizer Boden fortsetzt, geht die mittlere Plateauzone verloren.

Eine besondere Form der Dislokationen und völlig unabhängig von Faltung und Brüchen

---

[1]) Vgl. darüber namentlich: M. Bertrand, Failles de la lisière du Jura entre Besançon et Salins, (Bull. soc. géol., 3. série, X, 1881/82, S. 114) und Failles courbes et bassins d'affaisement dans le Jura (Ebenda 3, XII, 1883/84, S. 452), ferner: Fournier, Étude sur la tectonique du Jura franc-comtois (Ebenda 4. série, I, 1901, S. 97).



sind die horizontalen Transversalverschiebungen oder Blattverwerfungen nach Sueß, wobei in horizontaler Richtung ganze Kettenscharen längs einer Querlinie gegen einander verschoben sind, so daß man in der Fortsetzung der Antiklinalachse auf eine Muldenachse stößt und umgekehrt; bisweilen ist statt völliger Trennung bloß eine Schleppung der Falten vorhanden. In kleinem Ausmaß findet sich diese Erscheinung sehr häufig; am ausgedehntesten, mit einem Betrag der Verschiebung bis zu 3 km, ist sie längs einer Linie vom Südostrand des Gebirges, am Nordende des Joux-Sees vorüber bis nach Pontarlier entwickelt, wobei die Intensität der Verschiebung nach N sich austönt[1]). Im südlichen Teile treten infolgedessen kurze N—S streichende Ketten auf; es sind das Abweichungen der westlich der genannten Linie liegenden Falten, die hier quer zum Streichen geschleppt sind. Das Gebirgsstück östlich dieser Linie ist weiter nach N geschoben als das westliche, und da die Verschiebung nach N sich austönt, ist auch die Zusammenpressung im östlichen Teile stärker, die Falten im westlichen lockerer gestellt.

Kontrovers ist noch die Erklärung der sog. Hauterivientaschen. Es finden sich in Hohlräumen des Valangien taschenartige Ausweitungen, die fast ausschließlich von Hauterivienmergeln erfüllt sind. Nach Rollier sind diese Taschen Erosionsgebilde des Valangienmeeres, in welchen das Meer des Hauterivien Mergel abgelagert hat; Schardt hält sie für Produkte der Faltung, indem Spalten und Hohlräume des Valangien durch ein en-bloc-Abgleiten der sehr steil gefalteten Hauterivienschichten ausgefüllt wurden[2]).

Der Betrag der durch die Faltung erzeugten Kontraktion des in Betracht kommenden Krustenstücks wurde bisher mehrfach berechnet, was angesichts der nicht allzu häufigen tektonischen Unregelmäßigkeiten nicht auf große Schwierigkeiten stößt. Folgende Tabelle möge dies veranschaulichen:

Profil senkrecht zum Streichen	Autor	Heutige Profillänge km	Breite der ausgeglätteten Zone km	Diff. in km	Diff. in %	Bemerkung
1. Genf—St.-Claude	Heim[3])	16,8	22,0	5,2	31	—
2. „ „	Bourgeat[4])	16,8	19,8	3,2	19	—
3. Col de la Faucille—Ain—M. Charvot	Machaček	61	69	8	13	gez. nach Bl. St.-Claude carte géol. dét.
4. Reculet—Revermont	„	47	57	10	21	„ „
5. Neuenburger See—Morteau—Baume-les-Dames	„	72	78	6	8	nach Duf. u. carte géol. dét. im Kettenjura 12%, im Plateaujura 6%.
6. Berner Jura	Rollier[5])	20	23	3	15	Mittel aus 13 Schnitten mit Schwankungen zw. 8,5 und 22,1%.
7. Östlicher Kettenjura	Heim[3])	7	12	5	71	?

Abnorm hoch erscheinen nur die von Heim berechneten Werte, die auf veralteten Profildarstellungen beruhen, woraus sich wohl auch der auffallende Unterschied zwischen 1. und 2. erklärt. In den übrigen Fällen hält sich der Betrag der Kontraktion in ziemlich engen Grenzen und erreicht nirgends 1/4 der heutigen Profillänge. Ferner erkennt man die ziemlich intensive Faltung des südlichen, stark denudierten Plateaujura (21%) im Gegensatz zu den breiten, weniger gestörten nördlichen Plateauflächen (6%); im Schweizer Kettenjura ist die Kontraktion eine ziemlich gleichmäßige, erreicht aber, wie die Einzelwerte in Rolliers Profilen zeigen, den geringsten Betrag in den südlichen Gewölben des Berner Jura.

---

[1]) Jaccard, Description géologique du Jura vaudois (Matériaux etc., VII. livraison, S. 263, Bern 1869).

[2]) Vgl. namentlich: Baumberger, Über die geologischen Verhältnisse am linken Ufer des Bieler Sees, Mitt. nat. Ges. Bern 1894, S. 150 und Schardt et Baumberger, Études sur l'origine des poches hauteriviennes (Bull. soc. vaud. XXI, 1895, S. 247).

[3]) Mechanismus der Gebirgsbildung, II, S. 211 und Profile 10—12 des Atlas.

[4]) Observations sommaires sur le Boulonnais et le Jura (Bull. soc. géol. 3. série, XX, 1892, S. 266).

[5]) Description géol. du Jura Bernois 1. supplém. (Mat. carte géol. suisse, 8. liv., 1. suppl., S. 234 ff, Bern 1893).

3. Die tektonischen Beziehungen zwischen dem Jura und seinen Nachbargebieten.

In innigem Zusammenhang steht der Jura mit den Alpen. Im südlichsten Teile des Gebirges ist der Parallelismus zwischen jurassischen und subalpinen Ketten ein vollkommener; so streicht das isolierte Gewölbe des Mont Salève parallel zur Kette des Grand Credo nördlich der Rhône und zu den subalpinen Ketten südlich des Genfer Sees. Nahezu senkrecht dazu streicht aber die erste Jurakette, die aus der Molasse auftauchende Vuachekette, so daß hier eine bemerkenswerte Kreuzung zweier Antiklinalachsen vorliegt[1]). Die zunehmende Entfernung des Jura von den Alpen wird dadurch hervorgehoben, daß die den Alpen zunächst liegenden Juraketten untertauchen, und neuere, kürzere erscheinen, deren Ursprung und Ende den Alpen ferner liegt. Es scheint nach N zu der Ort der Kompression immer weiter gegen W gerückt zu sein, so daß sich zwischen Jura und Alpen ein Raum entwickelt, den die vorwiegend synklinale Lagerung der Schichten als ein Senkungsfeld charakterisiert[2]). Ähnlich ist das Verhältnis des Jura zu dem im W liegenden Senkungsfeld des Rhône-Saône-Beckens, dessen Anlage mit der des Schweizer Molasselandes ungefähr gleichaltrig ist. Diese Lage des emporgehobenen Juragebirges zwischen zwei Senkungsfeldern und die Gleichzeitigkeit entgegengesetzt gerichteter tektonischer Bewegungen wird auch für die spätere Entwicklung des Gebirges von Bedeutung.

Die Nordsüdrichtung der ersten Anfänge des Jura ist gleichsam festgelegt durch die Nähe des französischen Zentralplateaus und dessen unterirdische Spuren; indem dasselbe nach W zurücktritt, gewinnt auch der Jura an Raum, so daß seine Außenketten sogar nach NW streichen und erst in der Breite von Ambérieu in die Nordrichtung zurückkehren. Ein wichtiges Moment der Störung aber führt in den regelmäßigen Bau der Jurafalten die Nähe des alten elsässischen Massivs ein. Deutlich wird dessen Einfluß am rechten Doubsufer im sog. Jura von Dôle[3]). Nördlich von Dôle erhebt sich aus jüngeren Bildungen aufragend die von NO nach SW gestreckte Insel der Serre, die südwestliche Fortsetzung der Vogesen, bestehend aus Gneis und Glimmerschiefern mit alteruptiven Gängen und Rotliegendem; ihre erste Faltung ist herzynisch, dann blieb sie bis zum Ende der Jurazeit vom Meere bedeckt, eine zweite Faltung erfolgte gegen Ende des Eocäns, wodurch die Serre in die gefaltete Zone der jurassischen Vorberge einbezogen wurde. Gleichzeitig versank der südliche Teil des Massivs, und es blieb ein Horst übrig, gegen den die Falten des Jura anstießen, so daß sie in nach NW überstürzte Antiklinalen mit Faltenverwerfungen deformiert wurden.

Weiter gegen O taucht die Serre unter, bald aber erzeugt die Nähe der Vogesen selbst eine ähnliche Wirkung, indem durch ihren Einfluß abgelenkt die Falten des Jura in die Ostrichtung übergehen[4]). Wo sie an die alte Scholle anstoßen, sind sie kompliziert durch ein System von Brüchen mit herzynischer Richtung, die sog. Brüche des Oignon (vgl. carte géol. dét., Blatt Montbéliard 114). Hier sind die Juraschichten an die alten Felsarten in parallelen Streifen angepreßt, woraus vier Ketten mit steilem NW-Abfall hervorgehen. Die große Bruchlinie (faille d'Oignon), welche das oberste Saônebecken von den

---

[1]) Schardt, Études geolog. sur l'extremité meridionale etc. (Bull. soc. vaud. XXVII, 1891/92, S. 153 ff).

[2]) Über das Verhältnis des Jura zu den ihn umgebenden Senkungsfeldern des Alpenvorlandes, der Bresse und der Rheinebene handelt ein während der Drucklegung dieser Arbeit erschienener Aufsatz von L. Rollier (Le plissement de la chaine du Jura in Ann. de Géogr. 1903, Bd. XII, S. 304—310); Rollier unterscheidet hier drei Faltenbündel, das helvetische im O, das ledonische im W und den Lomontbogen im N, die in innigen Beziehungen zu den umgebenden Senkungsgebieten stehen, indem diese durch ihre gleichzeitige Senkung eine Faltung der dazwischen liegenden Krustenstücke erzeugen sollen. Daher die Faltung am stärksten an den Rändern, am schwächsten im Innern des Gebirges.

[3]) Jourdy, Orographie du Jura dôlois (Bull. soc. géol., 2. série, XXVIII, 1871/72, S. 336—390; Déprat, Le massive de la Serre (ebenda, 3. série, XXVIII, 1900/01, S. 862—872).

[4]) Kilian, Contributions à la connaissance de la Franche-Comté septentrionale (Ann. d. Géogr. III, 327 ff.).

vorjurassischen Hügeln trennt, geht von Rigney über Avilley, Chazelot nach Aynans, ziemlich parallel zum Tale des Oignon; andere sekundäre Brüche schneiden ihn unter spitzen Winkeln, während mehrere Querbrüche nahezu N—S verlaufen, auch noch die nördlichsten Ketten des Jura durchsetzen und gelegentlich, so in der Umgebung von Clerval am Doubs und bei Belvoir bestimmend für Richtungsänderungen der Falten werden. Alle diese Brüche, welche die Zerstücklung der alten herzynischen Ketten und die isolierte Stellung der Serre bewirkten, sind viel älter als die Faltung des Jura; diese geschah also hier auf einem bereits zerbrochenen Boden. Einige Brüche lebten wieder auf, z. B. die des Oignon, andere übten, obwohl verhüllt, doch gewisse Abweichungen auf den Verlauf der Falten aus. Das vorjurassische Hügelland oder der Elsgauer Tafeljura mit seinen herzynischen Längs- und Querbrüchen und seinem Steilabfall gegen W, der sog. falaise sousvosgienne, ist gleichsam das Vorland des gefalteten Jura und spielt dieselbe Rolle wie der Schweizer Tafeljura. Eine bemerkenswerte Unterbrechung erfährt aber dieses Vorland durch die breite Lücke der Rheinebene[1]).

Längs einer Linie, die in der Fortsetzung des Ostabfalls der Vogesen nach dem Mont Terrible (nördlich von St.-Ursanne) verläuft, ist der Tafeljura gegen O abgeschnitten, und in gleicher Weise, aber viel deutlicher, durch eine Querlinie, die in der Fortsetzung des Schwarzwaldabbruchs vom westlichen Abfall der Schichttafel des Dinkelbergs nahezu meridional im unteren Birstal nach S zieht. Zwischen diesen beiden Querlinien, die die südliche Fortsetzung des Rheingrabens begrenzen, fehlt der dem Faltenjura vorgelagerte Tafeljura, und es dringen »wie durch ein geöffnetes Tor« die Juraketten 10 km weiter nach N als östlich und westlich dieser Linien, wo sie durch den Südrand des Tafeljura aufgehalten sind. Dieses Stück des Gebirges, von Steinmann als Rheintaler Kettenjura bezeichnet und etwa 30 km breit, besteht aus vier der Mont-Terrible-Kette vorgelagerten, einfach gebauten und sich verzweigenden Ketten, getrennt durch größere Tertiärbecken[2]). In gewissem Sinne wurde diese Unterbrechung des Tafeljura auch für den Bau des weiter südlich zwischen den gegen S fortgesetzt gedachten Querlinien gelegenen Kettenjura maßgebend.

Die »Sundgaulinie« trifft dann ungefähr das Südende des Bieler Sees, die Schwarzwaldlinie die Gegend von Solothurn. Diese ganze Region ist ausgezeichnet durch massige, locker gestellte Gewölbe, die zwischen sich breite beckenartige Synklinalen einschließen (z. B. die von Laufen, Delsberg, Moutier, Court). Links davon liegt das wesentlich anders gebaute, stärker gefaltete Gebiet der Freiberge, rechts drängen sich die Ketten eng aneinander zwischen schmalen, zerdrückten Synklinalen, und diese Verhältnisse steigern sich gegen N bis zum Auftreten der heftigsten Lagerungsstörungen in der Grenzzone von Falten- und Tafeljura. Ob die Sundgaulinie auch für den Verlauf der Juraketten von Bedeutung wurde, ist fraglich. Steinmann macht wohl darauf aufmerksam, daß an der Kreuzungsstelle dieser Linie alle Ketten eine Knickung aus der NO- in die O-Richtung erleiden. Doch gilt dies eigentlich nur für die nördlichste (Caquerelle)-Kette, während die übrigen in sanft geschwungenem Bogen, ohne plötzliche Richtungsänderung diese Linie kreuzen.

Die schwach undulierten Falten des französischen Plateaujura verschärfen sich nach N zu der Antiklinale der Lomontkette, die von Baume-les-Dames am unteren Doubs rein W—O streicht und sich jenseit des Doubs in die Mont-Terrible-, Wiesenberg- und Paßwang-Kette fortsetzt. Im westlichen Abschnitt, wo dem Jura das offene Rheintal gegenübersteht, entfaltet sich ein ziemlich einfacher Gewölbebau; doch schon östlich von Soyhières beginnen

[1]) Das Folgende wesentlich nach Steinmann, Bemerkungen über die tektonischen Beziehungen der Oberrheinischen Tiefebene zum nordschweizerischen Kettenjura (Ber. nat. Ges. Freiburg i. Br. VI, 1892, S. 150ff.).

[2]) Tobler, Der Jura im Südosten der Oberrheinischen Tiefebene (Verh. nat. Ges. Basel, XI, 1896, S. 284—335).



abnormale Verhältnisse, und es entwickelt sich eine Faltenverwerfung, die von Bärschwyl über Erschwyl und Meltingen bis Bretzwyl reicht[1]). Nun tritt der Schweizer Tafeljura an den Faltenjura heran, und damit beginnt dessen Überschiebungszone. Die äußerst komplizierten Lagerungsverhältnisse in dieser Grenzzone wurden zuerst von Merian, Gressly, Mösch und A. Müller studiert, von denen der letztere zur Annahme von überkippten Falten und Überschiebungen gelangte, aber hier andere Kräfte als wirksam annahm, als im regelmäßig gebauten Faltenjura[2]), während Mösch und die anderen nur geschlossene oder »aufgebrochene«, allerdings liegende Falten zu finden glaubten[3]). In den letzten 15 Jahren ist nun das ganze Gebiet von Friedrich Mühlberg zum Gegenstand sehr sorgfältiger Detailstudien gemacht worden, aus denen sich ungefähr folgendes ergibt[4]):

Der Schweizer Tafeljura, begrenzt durch die Schwarzwaldlinie im W, das Rheintal im N, den Kettenjura im S und im O über die Aare hinausreichend, ist nur das erhaltene Deckgebirge des Schwarzwaldhorstes, das sich, wie die Gerölle der Juranagelfluh beweisen, noch in der Tertiärzeit auch über das alte Grundgebirge nördlich des Rheins ausbreitete. Der Tafeljura legt sich als eine dem Einfluß der Faltung durch die schützende kristallinische Grundlage entzogene, aber von Bruchlinien durchsetzte Tafel von W—O-Erstreckung vor die nördlichsten Falten des Schweizer Kettenjura und geht jenseit der Aare als Schwäbischer Jura nach NO. Seine Brüche, von mäßigem Betrag, streichen meist SW—NO und S—N, wobei in der Regel der südliche und östliche Flügel gehoben ist; sie sind ebenso wie die große Schwarzwaldlinie Erscheinungen, die mit dem Bau des Schwarzwalds zusammenhängen, somit Ausläufer der großen, den Horst gegen die Rheinebene begrenzenden Brüche, und älter als die heutige Ausgestaltung des Reliefs durch die Erosion. Die Schichten des Tafeljura, nämlich obere Trias und die ganze Juraserie, fallen gegen S, stoßen mit ihrer ganzen Mächtigkeit gegen die nördlichsten Falten des Kettenjura und schießen unter diese ein. In dieser Zone lassen sich unterscheiden: die W—O streichende Region zwischen der Schwarzwaldlinie und dem Hauenstein nördlich von Olten, wo alle von der Störung betroffenen Falten zu einer einzigen Kette zusammengeschart erscheinen und die Schichten über dem Muschelkalk nahezu fehlen, und das östlich davon bis zur Aare reichende Gebiet mit fast NO-Streichen, wo die kristallinische Masse den Ketten am nächsten kommt und auch die jüngeren Schichtglieder mehr entwickelt sind. Die stärksten Störungen treten in der Grenzzone zwischen Ketten- und Tafeljura auf, etwa längs der Linie Meltingen — Reigoldswyl — Oltingen — Bötzberg — Baden. Hier ist in der Regel die normale Faltung vollkommen aufgehoben, an ihre Stelle tritt Überschiebung bis zur Schuppenstruktur mit gleichsinnigem Südfallen, und es ist der Kettenjura derart über den Tafeljura hinweggeschoben, daß er ihn entweder einfach überdeckt, wie am Hauenstein, oder daß der Südrand des Tafeljura aufgestülpt ist und seine Schichten nach N aufsteigen, wie am Hornberg, oder er sogar nach N überstürzt erscheint, wie am Bötzberg. Am Hauenstein liegen sieben Muschelkalkklippen übereinander, so daß man schließen möchte, daß die Überschiebung erst nach der Abtragung der ursprünglich darüber gelagerten Sedimente, also des ganzen Jura und Tertiärs eingetreten sei; doch ist der Vorgang wahr-

[1]) Jenny, Die Rangierskette und ihre Beziehungen zu einigen Überschiebungen im Berner und Solothurner Jura (Verh. nat. Ges. Basel, XI, 1896, S. 465).

[2]) Abnormale Lagerungsverhältnisse des Baseler Jura (Ebenda, VI, 1878, S. 428).

[3]) Vgl. namentlich: Mösch, Geologische Beschreibung des Aargauer Jura (Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz, 4. Lief. 1867) und: Der südliche Aargauer Jura (10. Lief. 1874).

[4]) Mühlberg, Kurze Skizze der geolog. Verhältnisse des Bötzbergtunnels (Ecl. I, 1888, S. 397). — Derselbe, Kurze Schilderung des Gebiets der Exkursion der oberrhein. geol. Ges. im Jura zwischen Aarau und Olten (Ecl. III, 1892, S. 181). — Derselbe, Bericht über die Exkursion der schweiz. geol. Ges. im Baseler Jura (Ecl. III, 1893, S. 418). — Derselbe, Geotektonische Skizze der nordwestlichen Schweiz, Livret-guide du congrès géol. intern. 1894. — Derselbe, Bericht über die Exkursion der schweiz. geol. Ges. in das Grenzgebiet zwischen Ketten- und Tafeljura (Ecl. VII, 1902, S. 160).

scheinlicher so zu denken, daß Überschiebung nur in den unteren Schichtgliedern eintrat, während in den oberen die ursprüngliche horizontale Ausdehnung durch einfache Aufwölbung vermindert wurde, und sie seither abgetragen wurden. Wichtig wurde dabei die verschiedene petrographische Zusammensetzung. Während die kompakten Felsbänke des Muschelkalks, Hauptroggensteins und mittleren Malms unter der großen Belastung fähig waren, den Seitendruck fortzupflanzen, boten anderseits die eingeschalteten Mergel- und Gipsbänke des Salztones (im Muschelkalk), des Keupers und Lias Gelegenheit zu Rutschungen und Abgleiten der darüber liegenden Formationen. Bisweilen, so zwischen Läufelfingen und Ramsach, liegen einzelne Blöcke stark zerrütteten Hauptroggensteins schwimmend auf jüngeren Schichten, nicht als Erosionsreste einer einstmaligen Decke über dem Muschelkalk, sondern sie sind vom Südrand des Tafeljura aus der Tiefe aufgeschürft, also eine Art von Klippen ohne Zusammenhang mit der Unterlage. Typische Überschiebungsklippen gibt es zahlreich nördlich der Linie Meltingen—Waldenburg.

Das Vorkommen von Überschiebungen ist übrigens nicht auf die Grenzzone von Ketten- und Tafeljura beschränkt; sie treten im ganzen Kettenjura östlich der Schwarzwaldlinie auf. Nach O nimmt die Intensität der Überschiebungen in dem Maße zu, als immer mehr Ketten in ihren Bereich treten. Bei Neubrunn in der Paßwangkette ist der nördliche Teil des Südschenkels einer Antiklinale nicht nur über den Nordschenkel, sondern auch über den Malm der nächsten Synklinale nach N hinübergeschoben und die Verbindung durch Erosion zerstört. Schrittweise ließ sich hier von Bretzwyl gegen O der Übergang von normaler Faltung bis zur Überschiebung verfolgen. Östlich des Hauensteins treten die Überschiebungen des Hauensteingebiets wieder in Ketten auseinander; aber die Breite des Kettenjura nimmt nun rasch ab und schrumpft schließlich auf eine einzige Kette, die Lägernkette, zusammen, die das Ostende der 164 km langen Mont-Terrible-Lomontkette darstellt. Während aber die früheren Autoren die Lägern bloß als ein nach N überliegendes, in der Mitte erodiertes oder aufgebrochenes Gewölbe von Jura und Trias ansahen, in dessen Kern die Thermen von Baden auftreten[1]), hat kürzlich Mühlberg gezeigt, daß auch hier die abnormalen Lagerungsverhältnisse wiederkehren, daß im Nordschenkel Jurakalke über das Tertiär der Umgebung hinübergeschoben und hier, hervorgegangen aus Faltenverwerfungen, Überschiebungsklippen vorhanden sind, die durch Erosion auf einer ihnen fremden jüngeren Unterlage isoliert erscheinen[2]).

Wir sehen also am Rande des Faltenjura überall dort, wo er mit älteren Festlandmassen in Berührung kommt, die sonst einfache Faltung durch beträchtliche Störungen, Überschiebung und Schuppenstruktur, ersetzt. Die Annahme einer Stauung der Falten an alten Rändern ist hier kaum abzuweisen. Immerhin war aber die stauende Wirkung eine verschiedene. Im Elsgau und im Jura von Dôle wurde die vorgelagerte Juratafel zerbrochen, die Lomontkette selbst scheint keine abnormen Störungen mehr erlitten zu haben. Hier war eben der Faltung ein weit größerer Raum geboten, die Bewegung kam schon sehr abgetönt zum Stehen, wobei sie sich am Rande der alten Scholle noch einmal zu einem steilen Gewölbe aufraffte. Anders in der schmalen Faltungszone des östlichsten Jura, wo die Falten sogar über die vorgelagerte Scholle sich hinwegbewegten. Von Einfluß ist dabei die Mächtigkeit des von der Faltung betroffenen Krustenstücks und die Tiefe der stauenden Masse. Dort wo in der Fortsetzung der Rheinebene das Verbindungsstück von Vogesen und Schwarzwald vor der Faltung des Jura in große Tiefen abgesunken ist und der Tafeljura fehlt, fehlen auch die tektonischen

[1]) Vgl. u. a. Stütz, Über die Lägern (66. Neujahrsstück der nat. Ges. Zürich 1864).
[2]) Mühlbergs geologische Karte der Lägern (Beiträge zur geol. Karte der Schweiz 1901) und Erläuterungen dazu (Ecl. VII, Nr. 4, 1903, 245—70).



Störungen, und diese sind am stärksten, wo das Schwarzwaldmassiv der Faltungszone am nächsten kommt. Eigentümlich ist das Verhalten der Lägernkette; obwohl durch einen breiten Streifen Molasselandes von der stauenden Scholle getrennt, zeigt sie dieselben abnormalen Schichtstörungen. Man kann daraus nur schließen, daß die Mächtigkeit der gefalteten Schale relativ sehr klein ist und daß die starren Schollen des Tafeljura hier in sehr geringer Tiefe unter dem Tertiär verborgen liegen und daher noch einen stauenden Einfluß ausüben konnten.

Überblickt man den tektonischen Aufbau des Jura in der Gegend seiner größten Breite in großen Zügen, so gewahrt man einen regelmäßigen Wechsel von gefalteten Ketten- und zerbrochenen Plateauzonen[1]. An die östliche Kettenzone schließen sich gegen W die schwachgefalteten und von Bruchlinien durchzogenen Plateaus, an diese die starkgefalteten Randketten der Bresse, deren Faltung sich noch fast bis an den Oignon fortpflanzt; dann folgen zwischen Doubs und Oignon die zerstückelten ungefalteten Plateaus des Jura von Dôle und schließlich ein neues Faltungsgebiet in der Umgebung der alten Masse der Serre. Zum mindesten für die östliche Faltungszone ist schon aus der gegen S zunehmenden Mächtigkeit der Schichten die Annahme einer ursprünglichen Geosynklinale der Ablagerung sehr wahrscheinlich, die während mehrerer geologischer Perioden sich durch tektonische Vorgänge immer mehr vertiefte und allmählich durch Sedimente ausgefüllt wurde, bis die Faltung am Schlusse des Sedimentationsprozesses einsetzte. An diese östlichste Zone des Jura schließt sich die große Geosynklinale des Schweizer Alpenvorlandes, in der jugendliche Schichtstörungen eine Fortdauer tektonischer Bewegungen verraten. Dieses Verhältnis rückt die Frage nach dem Alter und dem Fortschreiten der Faltung des Jura in einen bedeutungsvollen Zusammenhang mit den Schicksalen seines Bodens seit Beginn der Faltung. Diese Frage kann nur durch morphologische Betrachtung einer Lösung zugeführt werden, da geschichtete Sedimente im Innern des Jura seit dem Beginn seiner Faltung nicht zur Ablagerung gelangten. Hierzu ist aber eine ausführlichere Besprechung des jurassischen Landschaftsbildes und seiner topographischen Formen erforderlich.

IV. Kapitel.
Die Topographie der Juralandschaften.

In der eingangs gewählten Begrenzung, zwischen dem Steilabfall der ersten Juraketten gegen das Schweizer Molasseland im O und der durch Flußläufe hervorgehobenen Tiefenlinie von der Rhône bis an den Doubs im W, im N bis an den Tafeljura reichend, zeichnet sich der Kettenjura durch eine große Gleichmäßigkeit des landschaftlichen Charakters aus. Der hervorstechende Zug seines Landschaftsbildes ist die große Einfachheit und Friedlichkeit, die aber nie zur Einförmigkeit herabsinkt, ja bisweilen sogar einer gewissen pittoresken Romantik nicht entbehrt. Der Kettenjura ist ein echtes Kalkmittelgebirge, ebenso verschieden von der Kalkzone der Alpen wie von den deutschen Mittelgebirgen. Seiner horizontalen Gliederung nach ist er ein ausgezeichnetes Rostgebirge. Die Ketten streichen zumeist auf große Entfernungen mit geringem Höhenwechsel der Kammlinien dahin, die Längstäler, die die parallel angeordneten Kämme trennen, ordnen sich vielfach zu großen Längstalzügen an, die durch enge Quertäler, fast nie durch Paßlücken verbunden sind. Daher ist die Durchgängigkeit in der Längsrichtung größer als in der

[1] Vgl. Fournier, Étude sur la tectonique du Jura franc-comtois (Bull. soc. géol., 4. série, I, 1901, S. 110).

zum Streichen der Kämme senkrechten, zumal die engen »Klusen« dem Verkehr oft nicht unbedeutende Schwierigkeiten bieten, namentlich dann, wenn sie sich nach aufwärts schluchtartig verschmälern. Durch Gabelung und Wiedervereinigung der Kämme entstehen häufig geschlossene Beckenlandschaften mit gleichfalls klusenartigem Ausgang. Die Längstalzüge enthalten oft mehrere niedrige Talpässe; die Folge davon ist der zickzackförmige Verlauf der Wasserscheide, namentlich im sog. Berner Jura, wo überhaupt der rostförmige Charakter des Gebirges am deutlichsten zur Entwicklung kommt, während anderseits hier die Durchgängigkeit in transversaler Richtung dadurch erhöht wird, daß die Quertäler in ganzen Klusenzügen angeordnet sind.

Waldbedeckung der Gehänge und Grate (crêts) im Bereich härterer Schichten wechselt mit nackten Felsbändern und Felswänden. In großer Regelmäßigkeit tritt, den einfachen strukturellen Verhältnissen entsprechend, die streifenförmige Anordnung der verschiedenen Kulturformen entgegen in scharfem Gegensatz zu dem unruhigen Mosaikbild des Schweizer Mittellandes. Die tief gelegenen Täler und hohen »Comben« bieten geschätzten Wiesen-, seltener Ackergrund, von freundlichen, stets nett gehaltenen Ortschaften oder Fabrikanlagen, namentlich Zementfabriken, unterbrochen. Im südlichen Teile des Gebirges, zumal über dem Neuenburger und Bieler See sind die Gehänge bis zu ca 550 m Höhe mit Weinrebenpflanzungen bedeckt; höher hinauf folgt Buchen-, dann Weiß- und Rottannenwald. Die Waldgrenze erreicht im Kettenjura ziemlich tiefe Werte[1]). Im südlichen Kettenjura sind die meisten Gipfel über 1500 m schon baumfrei; darüber reicht noch bis etwa 1600 m die Krummholzregion. Gegen N sinkt die Waldgrenze sogar bis auf 1400 m herab; auch der Gipfel der Tête de Rang (1425 m) über dem Neuenburger See ist schon baumlos. Ein zweites, viel rascheres Sinken der Waldgrenze finden wir in der Richtung nach NW, von den höheren Ketten nahe dem Ostrand des Gebirges nach den niedrigeren inneren Ketten, wohl bedingt durch die anprallenden herrschenden West- und Nordwestwinde, welche im westlichen Teile des Gebirges die Wald- und Baumgrenze herabdrücken. Auf den größten Höhen macht die Waldwirtschaft sodann der Almwirtschaft Platz, die sich nach alpiner Art an zahlreiche Almhütten (granges) knüpft, allerdings aber an Ergiebigkeit der der Alpen bedeutend nachsteht.

I. Der südliche Jura.

(frz. Sp. K. Grenoble 178, Chambéry 169 u. Nantua 160.)

Die soeben geschilderten landschaftlichen Eigentümlichkeiten des Kettenjura gelten in vollem Umfang auch von jenem Gebirgsstück südlich der Querlinie Pont-d'Ain—Nantua-Bellegarde, in welchem die deutliche Trennung in ein Gebiet mit vorherrschendem Kettencharakter im O und ein Plateaugebiet im W noch nicht zum Ausdruck gelangt und das wir daher als »südlichen Jura« ausgeschieden haben. Sein charakteristischer Zug ist das Auftreten großer und im Verhältnis zu den sie durchströmenden Flüssen sehr breiter Muldentäler, zwischen denen sich hohe, locker gestellte Faltenzüge erheben. Diese sind in der Regel einfach gebaute, nach W überliegende Antiklinalen, wobei der reduzierte westliche Schenkel nicht erhalten ist. Die Ketten richten daher gegen W steile Abbruchformen und kahle Wände, gegen O entsprechend dem Schichtfallen sanftere, vegetationsbedeckte Gehänge. Nicht selten sind sie durch hochgelegene Combentäler gegliedert. Am Aufbau des Gebirges beteiligen sich hier neben Dogger und Malm auch noch untere Kreidekalke, namentlich die sehr stark zerklüfteten Kalke des Urgon, die als Träger der Verkarstung hier wie in der subalpinen Zone eine für den landschaftlichen Charakter wichtige Rolle

[1]) **Imhof**, Die Waldgrenze in der Schweiz (Beiträge zur Geophysik, IV, 1900, S. 241—330).

spielen. Die Sohlen der großen Täler schwanken zwischen 200 bis 340 m, die Kämme erreichen bis über 1500 m, so daß die relativen Höhen ziemlich bedeutend sind und auch der landschaftliche Eindruck des Gebirges recht imposant ist. Die prächtigen Färbungen der nackten Felspartien, Rebengelände am Fuße der Berge, macchienähnliches Dickicht und Gestrüpp in den mittleren Regionen, die Siedelungsformen und Trachttypen verleihen der Gegend ein schon recht südliches Gepräge.

Die erste, östlichste Kette des Jura im geologischen Sinne geht hervor aus dem subalpinen Massiv der Grande-Chartreuse; sie bildet über dem engen molasseerfüllten Muldental von Couz die Höhen des M. Otheran (1640 m) und der Montagne de Corbelet, die südlich von Chambéry, der malerischen Hauptstadt des Département Savoie, endet[1]. Die Antiklinale erscheint dann wieder in dem Hügel von Voglans, der als ein vollständiges, flaches Gewölbe bis Aix-les-Bains reicht, wo eine aus den wasserführenden Hauterivienmergeln aus großer Tiefe stammende Quelle an einer lokalen Verwerfung der Urgonkalke zutage tritt und den Grund zu der berühmten Thermenstadt gelegt hat. Nach kurzer Unterbrechung, die der Sierroz vor seiner Mündung in den See von Bourget benutzt, erscheint dieselbe Antiklinale, jetzt auch morphologisch ein echtes Glied des Jura, wieder in der Kette des M. de la Chambotte (1014 m) und der Montagne du Gros-Foug, die die steilwandige östliche Umrahmung des Sees von Bourget und des Rhônetals bildet, während ihre östlichen Gehänge zum breiten tertiärerfüllten Tale von Albens und Rumilly abfallen. Nördlich des Durchbruchstals des Fier, der die Rhône zwischen Seyssel und Anglefort erreicht, bildet diese erste Jurakette noch die 947 m hohe Montagne de Prince, um schließlich unter der Molasse und den Quartärbildungen der Ebene von Frangy endgültig unterzutauchen.

Die zweite Jurakette hat ihren Anfang gleichfalls im Massiv der Grande-Chartreuse; als Glied der subalpinen Zone beginnt ihr Gewölbe bei Nogarey an der Isère, bildet dann die Berge zwischen St.-Laurent-du-Pont und St.-Christophe-la-Grotte und vereinigt sich mit

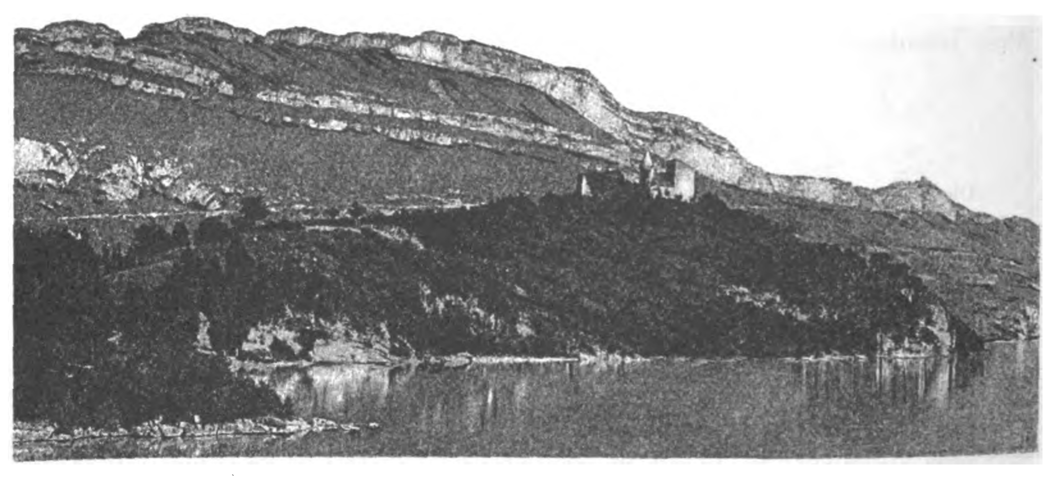


Fig. 2. Lac de Bourget (Nordende mit dem Hügel von Châtillon).

einer zweiten Antiklinale, die aus dem versumpften Tertiärbecken von Les Échelles (320 m) an der Mündung der beiden Guiers auftaucht; gemeinsam bilden sie nun die Kette der Montagne de l'Épine (1426 m) und des M. du Chat (1437 m), die mit schwachen

[1]) Nach Hollande, Contact du Jura méridional et de la zone subalpine (Bull. serv. carte géol. France IV, 1892, Nr. 29, S. 261), dem auch die übrigen tektonischen Bemerkungen im folgenden entnommen sind. Aus praktischen Gründen wurde die Grenze zwischen Jura und Alpen in dieser Gegend westlich der genannten Kette in das Tal von Couz verlegt (vgl. S. 2).



Krümmungen der Kammlinie, den mauergleichen Steilabfall der höheren Regionen stets nach W gerichtet, nach N streicht, bis sie an dem Kanal von Savières, durch den der See von Bourget zur Rhône entwässert wird, plötzlich endet. Zwischen ihr und der Kette der Chambotte liegt in 238 m Höhe der langgestreckte malerische See von Bourget (Fig. 2), in seinem nördlichen Teile von steilabfallenden Gehängen umrahmt, so daß der Charakter des ertrunkenen Tales deutlich hervortritt. Die Mulde des Seetals erweitert sich nach S, die Berge des rechten Ufers treten zurück, und das niedrige Hügelland zwischen Aix und Chambéry enthält die Vereinigung des Seetals und der Synklinale von Albens, wobei nur im nördlichen Teile die bis 400 m hohen Molassehügel von Voglans und Tresserve die Trennung aufrecht erhalten. Die Synklinale des Seetals setzt sich, vom Seezufluß, der Leisse, sodann von der Hière durchflossen, nach S fort, sich immer mehr verengend, bis sie das Becken von Les Échelles erreicht. Wir haben dieses Teiles als Grenze zwischen Jura und Alpen bereits gedacht.

Aus der Niederung am Nordende des Sees von Bourget ragt inselartig 90 m über die Talsohle der kuppige Molard de Vion hervor, die nördliche Fortsetzung des M. du Chat. Nördlich von Culoz aber schwingt sich nun dieselbe Antiklinale zu dem mächtigen Rücken des Colombier von Culoz (1534 m) auf, der mit einer Länge von 35 km genau nordwärts bis Châtillon-de-Michaille streicht, ohne daß seine Kammlinie wesentlich unter 1100 m herabsinkt. Er ist gebildet von einem ziemlich einfach gebauten Gewölbe aus oberjurassischen Kalken; während die östlichen Gehänge sich ziemlich geschlossen zum Rhônetal herabsenken, und die Kette von hier aus gesehen im südlichen Teile den stattlichen Eindruck einer relativen Höhe von 1300 m hervorruft, fallen die westlichen Flanken, durch Seitentälchen (ruz) reich gegliedert, zum Hochtal Val du Romey ab, das im nördlichen Teile eine rund 1000 m hohe Plateaulandschaft darstellt. Bei diesem Anlaß sei kurz der Vegetationszonen des südlichen Jura gedacht. Den Fuß der Berge bekleiden Rebengelände bis etwa 500 m, dann folgt in Höhen bis ca 800 m fast undurchdringliches Gestrüpp und Dickicht, gebildet aus aller Art Beerengewächsen, Buxbaum, Hollunder u. a., aus dem vereinzelte, kaum 3 m hohe Eichen aufragen. Nach oben hin verschwindet das Unterholz, die Eichen werden höher, ihnen gesellen sich Ahorn, Buche und vereinzelt hochstämmige Tannen zu, bis schließlich der Nadelwald die Höhen über 1200 m beherrscht, aber in der Regel die Gipfelregion nicht erreicht, die von trocknen Almböden bedeckt ist. Portland- und Urgonkalke neigen zur Entwicklung kleiner, aber typischer Karrenfelder, deren unterirdisches Kanalisationssystem öfters zur Bildung kleiner Eishöhlen führt. Neben den universell verbreiteten Oxfordschichten bilden hier auch noch die den Urgonkalk unterlagernden Hauterivienmergel den wasserführenden Horizont und geben Anlaß zum Auftreten von Quellen und daran sich knüpfenden Almwirtschaften.

Das zwischen dem Colombier im W, dem fruchtbaren Tertiärhügelland um Usinens, dann der Kette des Gros-Foug im O gelegene Muldental der Rhône ist von quartären Schotterterrassen begleitet, unter die sich der Fluß cañonähnlich in Jura- und Kreidekalke einschneidet, wobei die harten Schichten überhängende Felsbänder, die weichen zurücktretende Nischen bilden. Kurz oberhalb Bellegarde befindet sich die bekannte Perte du Rhône, wo der Fluß sich zwischen Felswänden bis zu 100 m Höhe hindurchschlängelt. Dabei verschwindet ein Teil seines Wassers in einem unterirdischen Kanal, so daß nur ein Gerinne von kaum 2 m Tiefe zurückbleibt[1]). Oberhalb Seyssel verbreitert sich das Tal, die stark verwilderte Rhône tritt in das dreieckige, versumpfte Becken von Culoz, das einen alten Seeboden darstellt, verläßt nun die bisher benutzte Synklinale, deren Fortsetzung

[1]) Wir kommen auf diese Verhältnisse noch bei der talgeschichtlichen Betrachtung eingehend zurück.

das Tal des Sees von Bourget bildet, und tritt in die nächste Synklinale über, in der sie den aus dem Val Romey kommenden Séran aufnimmt und der sie bis Yenne folgt. Der Ursprung dieser Mulde liegt in der subalpinen Zone am linken Ufer der Isère; sie trennt sodann die Chaîne de l'Épine von der niederen Kette des M. Tournier, und in ihr liegt in 380 m Höhe der malerische See von Aiguebelette. Seine Ufer steigen im S und W sanft an, gebildet von niedrigen Molassehügeln, während im O die Gehänge der Chaîne de l'Épine steil zum See abfallen; das Nordende ist stark versumpft. Sichtlich reichte der See einst weiter nach N bis Nances, von wo ein Tälchen zu dem ebenen Boden von Novalaise führt. Von da bis Yenne erfüllt die breite Synklinale eine reich gegliederte Molasse- und quartäre Terrassenlandschaft mit jugendlichen Erosionsformen, die sich bei Yenne zum breiten Rhônetal erweitert.

Die Antiklinale des M. Tournier beginnt bei Voreppe an der Isère, wird vom Guiers in der engen Kluse von Chaille durchbrochen und bildet sodann ein Stück weit die westlichste Jurakette. Die Faltung war hier so gering, daß im M. Chaffaron das Gewölbe nur aus Tertiär gebildet wird. Es streicht als M. Tournier weiter nach N und wird von der Rhône in einer engen, vom Fort Pierre-Châtel geschützten Kluse zwischen Yenne und La Balme durchbrochen. In dem durch die Erosion gelieferten Querprofil sieht man die Malm- und unteren Kreidekalke sanft nach W ansteigen, worauf sie in nahezu senkrechten Wänden abbrechen, so daß die Kette von La Balme aus den Eindruck einer geschlossenen Mauer macht, in der die Lücke des Rhônedurchbruchs kaum merklich ist. Sie streicht als Montagne du Parves (630 m) weiter nach N bis zu einer zweiten, aber breiteren torähnlichen Quertalung, die den kleinen Lac de Bare enthält. Nördlich davon löst sie sich in niedriges Hügelland auf, wobei sich über sie eine neue Antiklinale mit NW-Streichen legt, die von St.-Champ-Chatonod, die gleich der Kette des Colombier erst nördlich der Querlinie Culoz—Ambérieu zu bedeutender Höhe im Walde von La Cormoranche sich aufschwingt.

Nach ihrem Austritt aus der Kluse von La Balme strömt die Rhône durch ein breites Tal in flachen Mäandern mit ausgezeichneten Prallstellen und stark verwildert nach S, sodann quer zum Streichen der Ketten nach SW bis St.-Didier, wo sie durch die Mündung des Guiers eine nordwestliche Richtung erhält, in der sie fortan die Grenze des Juragebirges bildet. Nördlich von La Balme dehnt sich das weite Becken von Belley (rund 300 m hoch) aus, durch das der Furans nach S zur Rhône fließt. Die quartären Ablagerungen, namentlich mächtige Moränenwälle, auf denen auch die Stadt Belley erbaut ist, bestimmen hier den landschaftlichen Charakter; denkt man sich dieselben fortgenommen, so erhielt man ein bis zu 10 km breites Muldental, beiderseits von niedrigen Höhen begrenzt. Im allgemeinen ist hier das Gebirge durch erodierende Vorgänge so sehr zerstückelt, daß Einzelberge von mäßiger Höhe zwischen den Tälern aufragen, deren Breite in keinem Verhältnis zu ihren heutigen Entwässerungsadern steht. Dies gilt besonders von dem Tale des Furans, das in stattlicher Breite bis Virieu-le-Grand reicht. Seine westliche Umrahmung bildet die letzte Kette des südlichen Jura, die Montagne de St.-Benoît (781 m) und Montagne de Tantainet (1029 m), die sich nach NW zu verbreitert und schließlich bei St.-Denis-le-Chosson in die Ebene der Dombes vorspringt, wo sich bereits deren Tertiärablagerungen über das Ende der Jurakette lagern.

Wir sind bisher im allgemeinen dem Streichen der tektonischen Leitlinien bis zu der wichtigen Tiefenlinie gefolgt, welche die Eisenbahn Genf—Lyon auf der Strecke Culoz—Ambérieu ohne Überwindung nennenswerter Schwierigkeiten benützt. Zwischen Culoz und Virieu-le-Grand tauchen die Gewölbe des M. du Chat-Colombier und der Montagne des Parves unter, so daß eine breite Niederung entsteht, die vom Séran gekreuzt wird. Von

Virieu-le-Grand an wird der Charakter der Landschaft ein anderer. Die Bahnlinie folgt bis über Tenay einem engen, an Oxfordmergel geknüpften Antiklinaltal; in einer Trockentalung von 10 km Länge liegt hier in 367 m die unmerkliche Wasserscheide von Les Hôpitaux zwischen dem Furans und der Albarine, die bei Tenay aus einem Quertal hervorkommend die genannte Querlinie bis zum Austritt in die Bresse weiterführt. Das Gebirge nimmt hier Hochkarstcharakter an. Die nackten Felspartien zeigen prächtig die Fältelungen und Umbiegungen der Schichten, der Wald tritt hinter dürftigem Buschwerk fast völlig zurück. Felswände von mehreren 100 m Höhe, die die oberen Teile der Talgehänge bilden, liegen in ihrer Fußregion unter ausgedehnten Schutthalden und Bergsturzmassen vergraben. Das Zurückschreiten der Wände unter dem Einfluß von Verwitterung und Abbruch hat hier wesentlich mehr Anteil an der talerweiternden Tätigkeit als die Erosion. Von Tenay an verbreitert sich der Talboden, während sonst der Charakter der Landschaft derselbe bleibt. Das mangelhafte Vegetationskleid, gebildet von steinigen Rebengärten in den unteren, mageren Wiesen in den oberen Regionen, die dürftigen, unter Schuttmassen halb versteckten Siedelungen geben der Landschaft ein höchst armseliges Aussehen. Die Albarine bildet nun über St.-Rambert einen nach N gekrümmten Bogen, worauf sie von Torcieu in einem Monoklinaltal abwärts fließt und die Ebene bei Ambérieu erreicht.

Der Jura des Bugey, gelegen zwischen den Verkehrs- und Tiefenlinien Culoz—Ambérieu im S und Bellegarde—Nantua im N, besteht aus sieben parallelen Ketten mit S—N-Streichen, denen ebensoviele, zumeist oberjurassische Gewölbe entsprechen. Im östlichen Teile dieses Gebirgsabschnitts sind sie durch Neokomsynklinalen von großer Spannweite getrennt, gegen W drängen sich die Faltenzüge enger zusammen und haben hier eine sehr weitgehende Abtragung erfahren, so daß namentlich um Nivollet und Cerdon ein welliges, 500—800 m hohes, stark zerstückeltes Plateau vorhanden ist, das mit deutlicher Steilstufe gegen die Bresse abschließt. Auf die Kette des Colombier von Culoz folgt westlich das breite, vom Séran und seinen zahlreichen Zuflüssen durchströmte Val Romey, 600—700 m hoch, wo eine mächtige Quartärdecke eine reichere Kultur ermöglicht. Seine Westumrahmung bildet das Gewölbe der Cormoranche, die nördliche Fortsetzung des M. Tournier; es erreicht hier 1237 m, bildet weiter nördlich das Bois de Champdor und die Forêt de Moussières, die sich orographisch mit dem nördlichen Teile des Colombier zu einem ausgedehnten, 1000—1100 m hohen Plateau vereinigt. So sehen wir gegen N immer mehr den Plateaucharakter herrschend werden, ohne daß in der gleichen Richtung auch die Strukturformen einfacher würden. Die nächste, gleichfalls sehr breite und von Kreideschichten erfüllte Mulde benutzt von der Quelle bis Hauteville die Albarine, die aber sodann plötzlich der natürlichen Tiefenlinie untreu wird und in gewundenem Laufe und mit großem Gefälle durch die weiter westlich sich anschließenden Faltenzüge gegen SW nach Tenay sich richtet, während die Fortsetzung der Mulde über eine Wasserscheide von 860 m bei Thézillieu, etwa 60 m über Hauteville in das Gebiet des Furans und nach dem Becken von Belley führt. Westlich dieser Mulde zieht eine lange Kette unter verschiedenen Lokal-

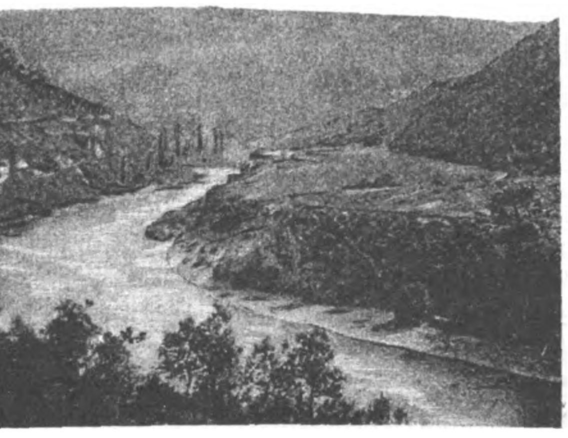


Fig. 3. Aintal bei Cize-Bolozon.

namen bis zum M. d'Ain (1031 m) südlich von Nantua, auf sie folgt das breite, durch quartäre Ablagerungen erfüllte Muldental des Oignin, der im Gegensatz zu der bisher im südlichen Jura herrschenden Abflußrichtung nach N zum Ain sich richtet. Dieser fließt hier in engem gewundenem Tale schräg zum Streichen der Ketten und nimmt von links den aus dem breiten Neokomtal von Villereversure kommenden Surand auf (Fig. 3). Zu beiden Seiten des Ain liegt, der Zone der westlichen Randketten angehörend, ein gefaltetes, aber stark abgetragenes und verkarstetes, vom Ain und seinen zahlreichen kleinen Seitenbächen tief durchfurchtes Hochplateau. Der Kettencharakter tritt schließlich deutlicher westlich des Surand in der Montagne de Revermont (557 m) zutage, deren Steilabfall gegen die Ebene Rebengelände trägt, während die höheren Partien allüberall von mageren, durch kahle Flächen anstehenden Gesteins unterbrochenen Wiesen bedeckt sind. Indem die Kette des Revermont nördlich von Pont-d'Ain untertaucht, entsteht am Austritt des Ain in die Ebene ein einspringender Winkel des Gebirgsabfalls. Die Eisenbahnlinie Bourg—Nantua zieht aber dem Wege in dem engen Aintal die Überschreitung der westlichen Ketten vor und gelangt nach Überwindung bedeutender Terrainschwierigkeiten, über Viadukte und durch Tunnels nach dem breiten Oignintal und hiermit in die Tiefenlinie, die wir als Nordgrenze des südlichen Jura angenommen haben.

Das westliche Ende dieser Linie erfüllt der See von Nantua, der sich mit seinem unteren Teile aus den ihn umrahmenden Höhen hinaus in das vollkommen ebene und versumpfte Land um Brion, einen alten Seeboden, erstreckt. Mächtige Schutthalden bilden die Seeufer, über sie erheben sich nahezu senkrechte Kalkwände bis zu Höhen von 500 m über dem See. In gleicher Weise setzt sich das Quertal auch weiter östlich bis zu der Umbiegung bei Neyrolles fort, von wo es durch eine kleine Schleppung des Schichtstreichens zu einem echten Muldental wird, in dem der grüne, langgestreckte und steilufrige See von Silans gelegen ist. Das südliche Gehänge trägt den riesigen Verwitterungskessel der »Poche de Penay«. Die von N bei St.-Germain-de-Joux in die Quertallinie mündende Semine benutzt nun diese in einem echten, tief eingeschnittenen Quertal nach SO durch die östlichsten Ketten des Bugey im S und die des Plateaus von Champ-Fromier im N. Der von S aus wilder Schlucht kommende Tacon verstärkt die Semine, deren Gehänge bald durch den Eintritt in Kreideschichten eine deutliche Terrassierung erhalten. Bei Châtillon-de-Michaille wird die Semine von der Valserine aufgenommen, die nun in das breite Becken von Bellegarde tritt.

Wir haben die erste Jurakette, Chambotte und Gros-Foug, verfolgt bis zu ihrem Untertauchen als Montagne des Princes nördlich des Durchbruchstals des Fier. Nun erstreckt sich am linken Ufer der Rhône ein welliges, bis zu 700 m hohes Hügelland, durchflossen von den beiden Usses, die der Rhône bei Seyssel die Gewässer aus der Umgebung des M. de Sion (862 m), des Salève südlich von Genf (1379 m) und der Berge von La Balme (986 m) zuführen. Es sind dies die letzten Jurainseln, bestehend aus unteren Kreide- und Malmkalken, die aus dem von tertiären und quartären Schichten zusammengesetzten Gebiet hervorstechen, durch das das Becken von Bellegarde mit dem Schweizer Mittellande in Verbindung steht. In organischem Zusammenhang mit dem Gebirgsgerüst steht hingegen die 11 km lange Vuachekette (1111 m), die aus einem NNW—SSO streichenden Halbgewölbe von obersten Malm- und Kreidekalken besteht und deren Schichtglieder mit einer bedeutenden Senkung der Antiklinallängsachse das Quertal der Rhône beim Fort de l'Écluse kreuzen und sich am rechten Rhôneufer zu den größten Höhen des ganzen Gebirges aufschwingen. Die Vuachekette schiebt sich also als ein durch das tiefe Rhônetal orographisch isolierter Sporn zwischen die Becken von Bellegarde und des Genfer Sees. Mit einer relativen Höhe von 500—600 m fällt sie steil nach W gegen das Plateau von Clarafond ab,

gegen das sie durch jenen Längsbruch abgeschnitten ist, an welchem der Westflügel ihres Gewölbes in die Tiefe gesunken ist. Sanfter ist der im Fallen der Schichten gelegene Abfall gegen das etwa 600 m hohe Plateau von Savigny im O. Südlich von Chaumont taucht die Vuachekette unter, erscheint dann nochmals in den Bergen von Musiège (703 m) um deren Südende herum der Torrent des Usses in das Tertiärbecken von Frangy tritt, und schließlich erheben sich in der Fortsetzung der Vuachekette nach einer Unterbrechung von etwa 8 km die Berge von La Balme. Von hier aber führt senkrecht zum Streichen der Vuache eine Antiklinalachse über den M. d'Allonzier nach NO zum Salève, und mit diesem ist die südöstlichste Äußerung der jurassischen Faltung erreicht.

II. Der südliche Kettenjura.

(frz. Sp. K. Nantua 160 und St.-Claude 149, Dufour XVI und XI.)

Der südliche Kettenjura (Haut-Jura der Franzosen) erstreckt sich als eine, orographisch genommen, einzige Kette von der Rhône bis zum Tal der Orbe. Strukturell besteht allerdings ein großer Teil derselben aus einer Anzahl von engen Falten, die zur Bildung von scharfen Kämmen (crêts), getrennt durch schmale Hochtäler, Veranlassung geben[1]). Nördlich der Rhône erhebt sich in der Fortsetzung der Vuache die erste Jurakette zur Gebirgsmasse des Reculet und Grand-Crédo, wobei die einzelnen Schichtglieder gegenüber ihrer Höhenlage in der Vuache eine Hebung von etwa 1000 m erfahren. Sie streichen zunächst nach N, bald aber nehmen sie das allgemeine nordöstliche Jurastreichen an, so daß ein vollkommener Parallelismus des Streichens mit dem Salève und den subalpinen Ketten im SO besteht. Zunächst erhebt sich am rechten Rhôneufer der in der Vuache abgesunkene Westflügel des Gewölbes in dem isolierten Kalkfelsen von Léaz, sodann in den Höhen der Sorgia (1243 m) und des Grand Crédo (1603 m), die durch ein tiefes Oxfordtälchen, den Zirkus von Longeray, vom Ostflügel des Gewölbes, dem Plat des Roches, getrennt sind. Nach der Vereinigung beider Flügel und dem Ausgehen der erwähnten Longitudinalverwerfung streicht die nun einheitliche Kette nach NO, gipfelt im Reculet mit 1648 m, in der Crêt de la Neige, dem höchsten Punkte des Juragebirges überhaupt, mit 1723 m, erniedrigt sich im Col de Crozet auf 1460 m, steigt im Colomby de Gex auf 1691 m und sinkt schließlich zum Col de la Faucille (1323 m) herab. Der ganze Gebirgsstock hat beiderseits geschlossene Abfälle, namentlich gegen O, und bildet so eine hohe Barriere zwischen dem Schweizer Mittelland und dem französischen Plateaujura, der ihr nirgends an Höhe gleichkommt. Strukturell erscheint jener als eine nach NW überliegende Falte aus Jurakalken, angefangen vom oberen Dogger, deren Flanken von Kreideschichten teilweise bedeckt sind, die gelegentlich eine sekundäre Falte bilden, während im O der Fuß des Gebirges bis zu etwa 700 m Höhe von erratischem Material verhüllt wird. Der steilere, gegen das Valserinetal gerichtete Flügel ist abgebrochen, und indem die Kette fast plötzlich die NO-Richtung dieses Tales annimmt, wird auch ihr Abfall gegen dasselbe immer steiler, bis sie schließlich am Col de la Faucille in steilen Wänden nach W abfällt, über die die Straße in starken Serpentinen sich herabwindet. An der Ostseite ist die Kette gegliedert durch das Tälchen des Oudard, das zum Col de la Faucille hinaufführt, und durch den großen Talzirkus des Journan, an dessen Ausgang das Städtchen Gex gelegen ist. Die reiche, fast üppige Bewaldung, durch kahle Felsbänder oder saftige, im Bereich der Oxfordmergel gelegene Wiesen und Weiden unterbrochen, die tief in das Innere des Gebirgsstocks eindringenden Tälchen, deren Hintergrund hohe Felswände überragen,

[1]) Die tektonischen Bemerkungen sind hier und im folgenden den schon zitierten Arbeiten von Schardt, Études géol. sur l'extremité mérid. du Jura (Bull. soc. vaud. XXVII, 1891/92, S. 69—157) und Note explicative, feuille XVI, 1899, entnommen.



der von der Höhe sich bietende Blick auf den tief unten liegenden Genfer See, über dem die Montblanc-Gruppe zu ihren gewaltigen Höhen emporsteigt, machen diesen Teil des Kettenjura zu dem landschaftlich reizvollsten Gebiet des ganzen Gebirges.

Das Stück der Kette zwischen dem Col de la Faucille und dem Col de St.-Cergue (1263 m), zwei für den Verkehr wichtigen Lücken der Kammlinie, wird durch eine Reihe von Falten gebildet, deren Zahl nach N bis auf fünf anwächst, und die in den dazwischen gelegenen Synklinalen Fetzen von Neokom einschließen. Der Hauptkamm schwingt sich auf zu dem breiten Rücken der Dôle (1689 m), dem höchsten Juragipfel auf Schweizer Boden (Fig. 4). Gegen O überragen ihre steilen Wände das Synklinaltälchen des Châlet de Vuarne, einen glazial ausgestalteten Talkessel, dessen südlicher Teil sich nischenartig in das Gehänge hineindrängt, ohne daß wir es hier mit einem typischen Kare zu tun hätten (Fig. 5). Am Col de St.-Cergue tritt nun eine bemerkenswerte Änderung im Aufbau der ersten Jurakette ein, und es ist die Lage dieser wichtigen Paßlinie verknüpft mit dem Auftreten zweier neuer Falten. Die Antiklinale der Dôle scheint sich fortzusetzen in der Kette des Haut-Mont mit Höhen bis zu 1500 m, östlich begrenzt durch eine in der Fortsetzung des Tales von Vuarne gelegene Neokomsynklinale, westlich durch die Synklinale von Givrine und Amburnex, die in der Verlängerung des Tales von Dappes, des obersten Teiles des Valserinetals, liegt. Den Hauptkamm aber bildet die Antiklinalachse des Noirmont (1571 m), die plötzlich aus dem Neokomgebiet von La Chaille aufsteigt, während die erste Antiklinale des Plateaujura westlich der Valserine sich nach N ebenfalls mit einer leichten Schwenkung gegen O im M. Sallaz (1473 m) fortsetzt. Die drei Synklinalen sind hier so enge aneinander gepreßt und so hoch im Gebirge gelegen, daß der Charakter einer einheitlichen Gebirgskette im morphologischen Sinne, allerdings in der stattlichen Breite von 8 km gewahrt bleibt. Im weiteren Verlauf der Kette nach NO übernimmt nun die östliche Faltengruppe des M. de Bière (1528 m) die Führung und erreicht im M. Tendre 1680 m. Dann aber endet der lange Wall, den wir als eine geschlossene Mauer mit gleichen landschaftlichen Charakterzügen von der Rhône an verfolgen konnten, an der Kette des Dent de Vaulion am Nordende des Joux-Sees, und zugleich tritt jene, obengenannte Blattverschiebung auf, die der Hauptsache nach mit der Tiefenlinie zusammenfällt, die wir als Grenze von Ketten- und Plateaujura angenommen haben.

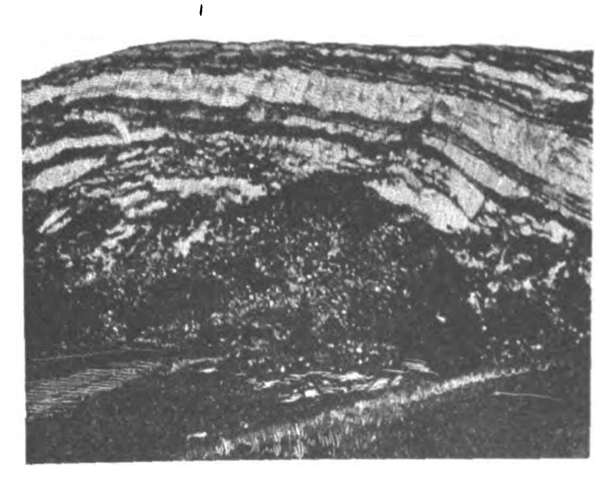


Fig. 4. Gipfel der Dôle vom Talschluß des Châlet de Divonne.



Fig. 5. Waldtal bei Châlet de Vuarne, im Hintergrund die Dôle.

III. Der nördliche Kettenjura.

(Dufour XI, VII, II, VIII.)

Mit der Auflösung der bisher geschlossen verlaufenden ersten Jurakette in mehrere parallel streichende Ketten, von denen jede einem selbständigen Gewölbe entspricht, geht eine, wenn auch nicht bedeutende Höhenabnahme Hand in Hand. Die Höhe von 1600 m wird fortan gegen N nur mehr selten überschritten. Der reine Kettencharakter mit scharfer Kammlinie ist zumeist nur mehr den östlichen, das Schweizer Mittelland überragenden Höhenzügen eigen, während gegen W der Typus breit gebauter, aber auch stärker abgetragener Gewölbe überhand nimmt, der den Übergang zur reinen Plateaulandschaft anbahnt.

In dem zunächst anschließenden Gebirgsabschnitt, der den nordwestlichen Teil des Waadtländer Jura und das französische Grenzgebiet im Département Doubs einnimmt, sind die Synklinalen im Hintergrund vielfach elliptisch erweitert und gegen das Vorland geschlossen, so daß sie durch enge Quertäler entwässert werden. Die vorwiegend aus oberen Malmkalken aufgebauten Ketten gehen aus der NO- immer mehr in die O-Richtung über, was für das Pflanzenkleid insofern von Bedeutung wird, als sich dadurch ein schärferer Unterschied zwischen Sonnen- und Schattenseite geltend macht. Jene ist in der Regel zu größeren Höhen angebaut, während auf dieser die Wälder höher hinaufsteigen.

Die Kreidesynklinale von Amburnex, welche die Höhen des Noirmont und M. Tendre kaum zu trennen vermochte, erweitert sich nach kurzer Unterbrechung gegen NO zu dem weiten Talkessel von Vaulion, der somit zwischen den Ästen der ersten Jurakette gelegen ist; er enthält die Quellen des Nozon und ist von einer dünnen Schicht jurassischen Erratikums ausgekleidet. Seine Umrahmung bildet im W und N die Kette des Dent de Vaulion (1486 m), die aus dem Noirmont hervorgeht, in einem nach N gekrümmten Bogen verläuft, dabei am Nordende des Joux-Sees durch die mehrfach erwähnte Blattverschiebung gekreuzt wird und erst nördlich von Vaulion in das regelmäßige Jurastreichen übergeht. Die östliche Umwallung des Kessels von Vaulion bildet die geradlinige Fortsetzung des M. Tendre. Zwischen den beiden Ketten fließt der Nozon zuerst durch einen ebenen Talboden, dann schließt sich die Synklinale, der Fluß verläßt sie und wendet sich in enger Schlucht rein östlich, um in die hier dem Jurafuß vorgelagerte Kreidehügellandschaft und schließlich in das ebene Land hinauszutreten.

Nördlich des Dent de Vaulion öffnet sich das dreieckige Synklinalbecken von Vallorbe, nach Jaccard (2. supplément etc., S. 280) vielleicht eine Fortsetzung der Synklinale des Joux-Sees. Im Hintergrund des Beckens entspringt am Fuße einer steilen Kalkwand die Orbe als kräftiger Bach, der unterirdische Abfluß der Seen von Joux und Brenets; sie fließt zunächst in der Muldenachse durch eine breite Talaue langsam dahin, schneidet sich unterhalb Vallorbe immer mehr in die Quartärdecke ein, bis sie nach ihrer Vereinigung mit dem von N ihr zuströmenden Jougnenaz durch eine tiefe Schlucht mit jugendlichen Erosionsformen, dabei den Saut du Day bildend, sich windet. Sie durchbricht nun in einem echten Quertal den nördlichsten Ausläufer der Kette des Dent de Vaulion, nachdem sie in ganz gleicher Weise wie der Nozon die Achse der Synklinale verlassen hat; beiderseits von hohen Schotterterrassen begleitet, tritt sie aus dem Gebirge und setzt ihren Lauf durch Kreideschichten bis zum Städtchen Orbe fort. Die Kette von Vaulion biegt etwas nach N auf und taucht dann gegen das Vorland unter; hingegen spaltet sich das breite Gewölbe zwischen dem Jougnenaz und der Orbe gegen NO orographisch in zwei Kämme, den Kamm des M. Suchet (1590 m) und die nördlich vorgelagerte Aiguille de Beaulmes (1563 m), getrennt durch eine bis auf den unteren Dogger herabgehende steilwandige »Combe«, die sich nördlich von Beaulmes schließt und ihrem Bache nur einen schmalen, klusenartigen Ausweg nach S zur Ebene gestattet. Das nunmehr wieder geschlossene Ge-

wölbe wird weiter nördlich in tiefer Schlucht vom Bache von Covatannaz, dem Abfluß des Beckens von Ste.-Croix, durchbrochen, und reicht nun, mit fast senkrechtem Schichtfallen gegen das Quartär des Jurafußes abstürzend, dann als erste Jurakette über die Ufer des Neuenburger Sees aufragend bis zum M. Aubert (1342 m). Verfolgen wir diese Kette nach rückwärts gegen W, so sehen wir sie die scharfen Formen allmählich verlieren und in eine durch das Längstal des oberen Jougnenaz gegliederte Plateaumasse übergehen, bis sie an die große Störungslinie zwischen Vallorbe und Les Hôpitaux stößt.

Die zweite Hochkette des Waadtländer Jura nimmt gleichfalls hier ihren Anfang in Gestalt eines ausgedehnten, 1200—1300 m hohen Rückens; nördlich der Aiguille de Beaulmes erlangt sie Kettencharakter, wendet sich scharf nach N als M. des Cerfs (1273 m) und bildet nun nach NO streichend das breite, bis auf 1611 m ansteigende Gewölbe des Chasseron. Zwischen diesem und der Aiguille de Beaulmes liegt das elliptische, quartärerfüllte, ca 1000 m hoch gelegene Becken von Ste.-Croix mit synklinalem Bau, zu dem die Straße vom Jurafuß bei Vuilleboeuf in großen Windungen 400 m hoch emporsteigt. Es wiederholt sich also auch hier die Erscheinung von hochgelegenen, ringsumwallten Kesseltälern, die tektonisch als geschlossene Synklinalen auftreten und durch enge Quertäler zum Vorland entwässert werden.

Die Kette des Chasseron ist eine der längsten im nördlichen Kettenjura; jenseit des M. Aubert bildet sie als erste Jurakette den Abfall gegen den Neuenburger See, setzt sich im Chaumont fort und vereinigt sich schließlich im südlichen Berner Jura mit dem Chasseral. Die baumfreien Höhen des breiten Kammes fallen zumeist steil gegen die tieferen, schön bewaldeten Regionen ab; zahlreiche Flankenrisse und mehrere, an Oxfordschichten sich knüpfende Längstälchen gliedern die Gehänge, so das nach NW geöffnete Vallon de Deneyriaz, die Combe de la Vaux, und im mittleren Teile der Kette drängt sich in ihre nördliche Flanke der schönste Zirkus des Jura, der Creux du Van, ein Kessel mit halbkreisförmigem Umriß und schmalem Ausgang; über seinen allmählich ansteigenden, von Bergsturztrümmern übersäten, 1000—1100 m hohen Boden erheben sich zuerst mäßig steile, schuttüberkleidete Gehänge, dann ca 100 m hohe senkrechte Wände, die bis zu 1465 m ansteigen. Die nördliche Begrenzung der Chasseronkette bildet eine Tiefenlinie, die in ihren einzelnen Teilen sehr verschiedenen morphologischen Charakter trägt. Sie beginnt als die schmale Combe de Voirnon zwischen dem Crêt du Vourbey (1250 m) und dem M. de l'Herba (1312 m) auf französischem Boden nahe der Westgrenze des Kettenjura und erweitert sich auf Schweizer Gebiet zu dem 1100 m hohen, ausgedehnten und waldlosen Plateau von Auberson, einer elliptischen Synklinale, erfüllt von der ganzen Schichtreihe der unteren Kreide, helvetischer Molasse und Quartärbildungen, die mehrfach die Bildung von Torfmooren bedingen. Aus ihm führt der Col des Étroits (1143 m) nach dem Becken von Ste.-Croix. Eine kleine Kette trennt das Plateau von dem Oxfordtal von Vraconnaz. An ihrem Südabhang entspringt die Noiraigue, deren oberstes Talstück ein im Sommer wasserloser Graben ist; sie folgt bis Noirvaux der Synklinale nach NO, verläßt dann dieselbe und erreicht durch ein tiefes, schluchtartiges Waldtal schräg zum Streichen der Ketten bei Les Buttes die breite Mulde des Val de Travers. Diese hat ihren Ursprung in dem Synklinalplateau der Côte aux Fées, nördlich der Combe de Vraconnaz; sein Fluß, die Sagne, verläßt aber ebenfalls bald die vorgezeichnete Tiefenlinie und erreicht durch eine kurze Schlucht im Dos d'Ane die Noiraigue.

Die wichtige Tiefenlinie, die bei La Cluze südlich von Pontarlier beginnt, durch das Tal von Verrières aufwärts zieht und durch den kreisförmigen Zirkus von St.-Sulpice, ein Seitenstück zum Creux du Van, in das Val de Travers eintritt, durchsetzt den ganzen Kettenjura ungefähr in der Richtung seines Streichens. Ihre Bedeutung kennzeichnet die



Eisenbahnlinie (Paris)—Pontarlier—Neuenburg; in dem furchtbaren Winter von 1871 diente sie den Resten der französischen Armee zum Übertritt auf Schweizer Gebiet. Die Mulde von Verrières beginnt mit dem dreieckigen Becken von Frambourg an der Störungslinie Hôpitaux—Pontarlier und bildet ein breites, von Kreide und Molasse, im östlichen Teile auch von mächtigen Quartärablagerungen erfülltes Wiesental. Die teils bewaldeten, teils sichtlich infolge von Abholzung verkarsteten Gehänge steigen sanft und nur etwa 200 m hoch über die nur wenig ausgetiefte und kaum merklich ansteigende ca 900 m hohe Talsohle empor. Das Tal entbehrt einer ausreichenden Wasserader; nur den westlichen Teil entwässert die »Morte Rivière« zum Doubs. Südlich dieses Tales erstreckt sich das ca 1200 m hohe wellige und verkarstete Malmkalkplateau von Fourgs, dessen spärliche Wiesenbekleidung oft den von kleinen Dolinen durchsetzten Felsboden zutage treten läßt. Es verschmälert sich gegen O zu einem breiten, steilrandigen Gewölbe, dem M. des Buttes. Die Mulde von Verrières endet stumpf im Gebirge; aber in ihrer Fortsetzung öffnet sich der romantische Zirkus von St.-Sulpice, der ein in den Oxfordschichten kreisförmig erweitertes Quertal in der Kette des M. des Buttes darstellt. Den ebenen Boden überragen bis 350 m hohe Wände in kühnen Formen; am Fuße der nördlichen entspringt als starker Bach die Areuse, die nach Durchschneidung der Umrahmung des Zirkus im Pont de la Roche in das Val de Travers hinaustritt. Dieses steht vermöge seiner Tiefe in großem Gegensatz zu dem flachsohligen Tal von Verrières. Über den fruchtbaren, von zahlreichen ansehnlichen und netten Ortschaften (Fleurier, Motiers, Couvet, Travers) belebten Talboden, deren Wohlstand leider vorwiegend auf die Absinth-Industrie, teilweise auch auf die Asphaltgewinnung zurückzuführen ist, erheben sich die Jurakämme durchschnittlich 400—500 m hoch bis zu über 1200 m. Der Fluß strömt zunächst durch eine breite Talaue, die sich gegen O verschmälert und bei La Vaux endet. Während sich die Synklinale nach O in einer Terrasse fortsetzt, die einen ehemaligen Talboden andeutet[1]), biegt der Fluß scharf nach N in das Zentrum des Gewölbes des Malmont um und durchmißt wieder nach O zurückkehrend bis Noiraigue einen alten Seeboden. Von nun ist das Tal der Areuse eine tief eingerissene, großartige Schlucht, die berühmten Gorges de l'Areuse; oberhalb Champ du Moulin tritt der Fluß wieder in die frühere Synklinale zurück, aber der schluchtartige Charakter bleibt dem Tale erhalten, bis die Areuse zwischen den Bergen von Rochefort und Boudry die Kette des Chasseron schräg zum Streichen durchbrochen hat und in das dem Neuenburger See vorgelagerte ebene Land hinaustritt.

Der Raum zwischen der Linie Frambourg—Noiraigue im S und dem Doubstal im N, im O bis an das breite Tal von Les Ponts reichend, wird erfüllt von einer Anzahl von Höhenzügen, die im westlichen Teile als Montagne de Larmont, ein breites Gewölbe von Portlandkalk, 1326 m Höhe erreichen; die Antiklinale setzt sich bis zum Pouillerel oberhalb Chaux-de-Fonds fort und tritt hier in die Freiberge ein. Gegen O nehmen die Höhen Plateaucharakter an, wobei die kofferförmig gebauten, bis 1300 m hohen Gewölbe kaum 200 m über die unausgetieften, zumeist abflußlosen Mulden aufragen. Eine derselben ist die langgestreckte Synklinale von La Brévine (ca 1050 m), größtenteils versumpft oder vertorft, deren Gewässer teils in Schlundlöchern verschwinden, teils sich zu dem langgestreckten See von Taillières vereinigen. Auf den breiten Rücken unterbrechen kleine Waldpartien die mageren Wiesen oder nackten Felsflächen mit Ansätzen zu Verkarstung, während sich die tiefer eingeschnittenen Oxfordtälchen durch lebhaftere Farben und freundlicheres Aussehen abheben. Besonders tief ist die Combe du Sucre, die durch ein enges, durch große Schottermassen verbautes Flankental bei Couvet zum Val de Travers

[1]) Du Pasquier, Le glaciaire du Val de Travers (Bull. soc. neuch. XXII, 1893, S. 1 ff.).

sich öffnet. Unter den Synklinalen besitzt die größte Bedeutung die von Les Allemands, die mit einer Länge von 26 km von Pontarlier nach NO langsam ansteigt, in der Mitte sich verengt, so daß die Talform verschwindet, schließlich aber gegen das weite Becken von Morteau sich verbreitert, wo sie den Doubs erreicht.

Die Ketten am linken Ufer der unteren Areuse verknüpfen den Neuenburger Jura mit den südlichsten und höchsten Ketten des Berner Jura. Die Kette des Chasseron setzt sich jenseit der Areuse stets als erste Jurakette über dem Neuenburger See fort, durchbrochen in enger Schlucht vom Seyon. Nördlich derselben wird sie als Chaumont (1175 m) von einem einfachen Gewölbe mit runden Formen gebildet, dann biegt sie etwas nach N auf, erreicht im M. Chuffort 1230 m, während sich über die randliche Tiefenlinie eine neue Kette erhebt, die als Twannberg bei Enges beginnt und 36 km lang längs des ganzen Bieler Sees und über dem Aaretal bis Grenchen verläuft, ohne Zusammenhang mit den anderen Ketten. Sie gipfelt im M. Jorat mit 1089 m und besteht gleich den übrigen aus obersten Jurakalken, an die sich am Seeufer Kreideschichten anlehnen. Die steil zum See abfallenden Gehänge sind bei Neuenstadt, Twann und Bötzingen von tiefen Schluchten zerrissen, von denen die der Schüss (Suze), das sog. Taubenloch bei Bötzingen, durch ihre wilden Schönheiten besonders berühmt ist. Der Chaumont ist das Verbindungsglied der beiden höchsten Ketten des nördlichen Kettenjura; denn seine Fortsetzung bildet die Kette des Chasseral, die von der Seekette durch die Muldentäler von Diesse, Orvin und Vauffelin geschieden ist. Die beiden letzteren werden bei Frinvilier durch die Schlucht der Schüss getrennt, die oberhalb davon in der prächtigen Klus von Rondchâtel die Chasseralkette durchbricht. Diese endet schließlich als Vorderer Grenchenberg, indem sie sich mit den nördlich anschließenden Faltenzügen vereinigt; sie läßt sich also als eine einheitliche Kette von über 80 km Länge von Ste.-Croix an ununterbrochen verfolgen und enthält die höchsten Gipfel des nördlichen Kettenjura. Als Chasseral erhebt sich ihr breiter Rücken zu 1609 m, mit sehr geschlossenem Südabhang, während der gegen N zum St.-Emmertal (Val St.-Imier) gerichtete Abfall von zahlreichen tiefen Flankentälern (ruz) zerrissen ist.

Die erste Kette nördlich des Val de Travers setzt sich nach NO fort und gipfelt schließlich in der Tête de Rang (1425 m). Ihr Ursprung liegt im Plateau von Fourgs, und nach einer Erstreckung von etwa 40 km tritt am Col des Loges (1286 m) eine Abschwenkung ein, so daß hier ein Wendepunkt im Streichen mit einer bedeutenden Ermäßigung der Kammhöhe zusammenfällt. Vom Col des Loges schwenkt nach ONO der M. d'Amin ab und verknüpft sich mit der Chasseralkette. Die Tête de Rang erhebt sich zwischen zwei breiten und tiefen Mulden, dem Tale von Les Ponts und La Sagne im W und dem Val de Ruz im O. Jenes beginnt nördlich von Noiraigue in großer Breite und spitzt sich nach NO zu. Seine Entwässerung richtet sich nach S, aber die verästelten Rinnsale verschwinden an den Rändern des Beckens in Schlundlöchern; es liegt hier ein echtes Polje vor. Das Val de Ruz verdankt seine große Breite dem divergierenden und wieder konvergierenden Verlauf der umrahmenden Ketten, Chaumont und Tête de Rang. Kreide und Tertiär treten nur an den Rändern zutage, das ganze Innere ist mit einer mächtigen Decke alpiner Grundmoräne überzogen, die eine reiche Kultur ermöglicht, gelegentlich aber auch zur Versumpfung führt. Der Seyon durchströmt das Tal in SW-Richtung und durchbricht von Vallangin an in einer Klus die östliche Randkette. Wir haben es hier mit einem aufgeschlossenen Polje zu tun.

Von ähnlicher Beschaffenheit ist auch das etwa 950 m hoch gelegene, synklinal gebaute Plateau von Diesse. Auch hier hat die glaziale Auskleidnng Torfe und Sümpfe geschaffen, deren Abflüsse in Schlundlöchern verschwinden, während im Frühjahr infolge des

Steigens des Karstwasserspiegels Überschwemmungen eintreten. Der Twannbach durchströmt das Tal nach NO und biegt dann rechtwinklig zum Bieler See um, den er unterhalb der Klus von Twann erreicht.

Zwischen dem Tal von La Sagne und dem von La Brévine streicht schließlich ein Faltenzug, der seinen Ursprung an der französischen Grenze bei Verrières hat; seine Fortsetzung als Südrand des Plateaus der Freiberge und seinen Abschluß in der Weißensteinkette werden wir später kennen lernen.

Das bisher besprochene Gebiet des nördlichen Kettenjura zeichnet sich durch Ketten von ganz außerordentlicher Länge aus. Hervorgehend aus den breiten Plateaumassen im W, streichen sie auf viele Meilen unter verschiedenen Namen dahin, wobei sie häufig Abweichungen von der eingeschlagenen Richtung erfahren oder durch ihre Vereinigung elliptische, poljenähnliche Synklinalbecken einschließen. Die großen, bis über 800 m betragenden Höhenunterschiede zwischen den Kämmen und den tieferen Mulden oder dem Fuße des Gebirges lassen den Kettengebirgscharakter deutlich hervortreten. Dieser Umstand, sowie die jugendlichen Erosionsformen und die Erhaltung der jüngsten gebirgsbildenden Schichten in relativ großen Höhen schaffen den auffallenden Gegensatz zu dem nun nach N anschließenden Plateau der Freiberge. Die abgrenzende Tiefenlinie ist das langgestreckte, von der Schüss durchströmte Muldental von St.-Imier, das durch den Kalkrücken des M. Sagne von der Synklinale des Tales von La Sagne getrennt ist. Es verläuft mit sehr charakteristischem trogförmigem Profil schwach gekrümmt von Convers bis Sonceboz in einer Erstreckung von 27 km, wobei es sich allmählich bis auf 2 km verbreitert. Seine Ausfüllung mit tertiären und jüngeren Ablagerungen, unter denen Kreideschichten die unteren Partien der Gehänge auskleiden, ermöglicht eine reiche Kultur und erzeugt ein anmutiges Landschaftsbild, das von zahlreichen ansehnlichen und industriereichen Ortschaften (Renan, Sonvilier, St.-Imier, Cormoret, Courtelary, Cortébert, Corgémont) belebt wird. Bei Sonceboz verläßt die Schüss die Mulde, fließt dann ein kurzes Stück quer zum Streichen des Montoz-Gewölbes und tritt in die Mulde von Péry, um nun rechtwinklig in die Klus von Rondchâtel umzubiegen.

Das Plateau der Freiberge.

Vom Gipfel der Tête de Rang blickt man gegen N und W über ein weites, schwachwelliges Land, das Plateau der Freiberge oder Franches-Montagnes. Mußte man von der Talsohle des Val de Ruz 700 m aufsteigen, so führt ein Abstieg von kaum 400 m nach dem Hauptort des Plateaus, dem industriereichen, ca 1000 m hoch gelegenen Chaux-de-Fonds; von hier zieht dieselbe Synklinale über eine niedrige Wasserscheide nach dem freundlichen Becken von Le Locle, dessen jungtertiäre Süßwasserkalke niedrige Hügel und Terrassen bilden. Gegen SW ist es abgesperrt durch die Felswand des Col des Roches, durch den ein für Bahn und Straße gebohrter Tunnel nach dem tief eingeschnittenen Doubstal führt, dessen steile, von Schluchten zerrissene Gehänge fremdartig anmuten gegenüber der eben verlassenen einförmigen Landschaft im O.

Die Grenzen des Plateaus der Freiberge sind nur im W und S scharf zu ziehen. Das Tal von St.-Imier bildet im S die Grenze gegen das Gebiet der hohen Ketten. Im W trennt das Doubstal bis Ste.-Ursanne die Freiberge von den gleichgearteten Plateaulandschaften des französischen Jura. Indem das Plateau dabei aus der allgemeinen Streichungsrichtung nach NNO aufbiegt, gewinnt es gegen N immer mehr an Breite. Nach O zu geht es in die scharf individualisierten Kämme und Täler des zentralen Berner Jura allmählich über, in dem Maße, als die auf dem Plateau nur schwach angedeuteten Höhenrücken an Ansehen gewinnen, seine Täler sich vertiefen und in die Tertiärbecken von Glovelier, Sornetan und Saicourt einmünden.

Im W setzt das Plateau scharf gegen das tiefe Doubstal ab; sein Rand schwankt zwischen 1100 und 850 m und nimmt im allgemeinen nach N an Höhe ab, gegliedert durch die vom Doubstal sich einfressenden Schluchten, die aber das Plateau selbst nicht erreichen. Nach SW steigt dasselbe allmählich an bis auf die Höhe des Pouillerel bei Chaux-de-Fonds (1276 m), nach SO auf den Kamm des Sonnenbergs, der steil zum Tal von St. Imier abfällt. Seine Kammhöhe steigt von 1060 m im W bis 1290 m im O; im W überragt er den Hintergrund des Tales nur 200 m hoch; bei St.-Imier aber steigen dessen Gehänge 550 m steil und unmittelbar zum Plateaurand an. Der Sonnenberg ist also nur der aufgebogene Südrand des Plateaus.

Die Freiberge sind ein Faltungsgebiet par excellence; aber oberflächlich verraten sich die Faltungsvorgänge nur durch die herauspräparierten Dogger- und Malmkerne der Antiklinalen und die auf Oxfordmergel eingebetteten »Comben«. Der bezeichnendste Charakterzug der Landschaft sind eben die geringen Höhenunterschiede; bei einer mittleren Höhe von rund 1050 m bewegen sich die Höhen zwischen 950 und 1150 m; nur ausnahmsweise schneidet die Combe de la Ferrière bis auf 830 m ein. Das beweist einen intensiven Denudationsvorgang, dem ohne Rücksicht auf die Struktur nur die widerstandsfähigsten Gesteinspartien standhalten konnten; in keinem Teile des Kettenjura ist die Diskordanz zwischen innerem Bau und Oberflächengestaltung so auffallend wie in den Freibergen. Von den zahlreichen, um viele Hunderte von Metern abgetragenen Antiklinalen hebt sich in der Landschaft auffällig die Kette des Spiegelbergs zwischen Noirmont und Muriaux hervor; die Synklinalen halten sich im Gegensatz zu den im Bereich der hohen Ketten tief erodierten Muldentälern ziemlich gleichmäßig in der Höhe von 1000 m, gleichgiltig, welche Schichten der Juraserie sie bilden. Über dem eingeebneten Kalkgebirge liegen kleine Fetzen von Tertiär (marines Miocän in seiner Uferfazies) und darüber eine braune Lehmschicht, entweder als ziemlich mächtige Decke oder in Taschen der Erosionsfläche. Wir haben es hierbei größtenteils mit dem terra rossa ähnlichen Lösungsrückstand der Kalke zu tun, der aber später in die Grundmoräne der Hauptvergletscherung einbezogen wurde[1]). Er ist die Grundlage der intensiven Wiesenwirtschaft der Freiberge. Wenn auch diese bis zum Ende des 14. Jahrhunderts von dichtem Walde bekleidet gewesen sein sollen[2]), so sind sie heute doch vorwiegend Wiesen- und Weideland, das nur von spärlichen Waldgruppen mosaikartig durchbrochen wird. Wald deckt auch zumeist die steilen Gehänge der das Plateau begrenzenden Täler, und fast ausnahmslos fällt der Plateaurand mit der Grenze von Weide und Wald zusammen. Wo die Lehmdecke fehlt, nimmt die Landschaft Karstcharakter an, ohne daß aber auf größeren Flächen nacktes Gestein zutage tritt. Neben einem großen Reichtum an Dolinen aller Größe und Form bildet den charakteristischen Zug der Karstlandschaft der vollständige Mangel oberflächlich fließender Gewässer. Die tief eingeschnittenen Täler von La Ferrière und von Vallavron sind wasserleer; nur im östlichen Teile dringen Bachtäler tiefer in die Plateaumasse ein.



Fig. 6. Torfmoor bei Chaux-d'Abel.

1) Das Nähere darüber später.
2) Siegfried, Der Schweizer Jura, Zürich 1851, S. 96.

Hingegen trägt der undurchlässige Lehmboden häufig kleine Teiche, z. B. bei Les Pommerats; an ihn knüpfen sich auch als Beweise eines einstigen größeren Wasserreichtums die zahlreichen Torfmoore (saignes), deren Gewässer in Schlundlöchern verschwinden, z. B. die von Chaux-d'Abel (Fig. 6), Noirmont, La Chaux u. a., deren Flora manche boreale Typen, wie Betula nana, enthält.

Die Sättel und Mulden der Freiberge setzen sich ohne Störung weiter nach O fort, wobei ihre Höhenunterschiede wachsen. Es stößt an das Plateau der Freiberge unmittelbar das Bereich der großen breiten Rücken des zentralen Berner Jura[1]), das mit dem Flußgebiet der Birs ungefähr zusammenfällt. Die Ketten dieses Gebiets streichen fast genau östlich mit Höhen, die nur im S 1400 m übersteigen und im N unter 1100 m herabsinken, während die Muldentäler sich zwischen 700 m im südlichen und 400 m im nördlichen Teile bewegen. Es erfolgt also eine allgemeine Höhenabnahme aller Formen nach N und eine in gleicher Richtung vor sich gehende Entwässerung. Den Abschluß dieses Gebirgsabschnitts bildet die lange Kette des M. Terrible, deren wir später im Zusammenhang zu gedenken haben. Südlich derselben öffnet sich das weite, muldenförmig gebaute Becken von Delsberg, 400—600 m hoch, im W durch die aus den Freibergen hervorgehenden Ketten, im O durch die Konvergenz der begrenzenden Nord- und Südketten abgeschlossen. Bei einer Längserstreckung von 25 km zwischen Glovelier im W und Montsevelier im O erreicht es ungefähr im Meridian von Delsberg mit 5 km seine größte Breite. Seine Entwässerung besorgt nach N die Birs, die in 400 m Höhe das Becken verläßt und ihm den Charakter eines aufgeschlossenen Polje verleiht. Während in der Umgebung der Flüsse quartäre Schotter und jüngere Alluvialbildungen breite Talauen schaffen, bilden die mächtigen Tertiärschichten ein reich gegliedertes, zumeist waldbedecktes Hügelland bis zu 600 m Höhe, über das die Jurakalke namentlich im N als eine steile Landstufe aufsteigen. Eine eigentümliche Erhebung bildet südlich von Delsberg der isolierte M. Chaibeux (629 m), wo über einem Molassesockel mächtige Bergsturzmassen von unterem Malmkalk lagern, die ihre Unterlage vor der Abtragung schützten, während seither zwischen dem Ablagerungs- und Abrißgebiet ein ca 1,5 km breites Tal entstand.

Den südlichen Abschluß des Beckens bildet die Kette des Vellerat; sie beginnt tektonisch bereits bei Goumois am Doubs und reicht als morphologische Individualität von St.-Braix im W bis gegen Mervelier, wo eine tertiärerfüllte Tiefenlinie den Zusammenhang mit den östlich anschließenden Ketten unterbricht. Sie ist eines der regelmäßigsten Gewölbe des Jura, aufgebaut aus unteren Malmkalken, mit einer Kammhöhe von 1000—1100 m, aber durch die Klusen der Sorne zwischen Undervelier und Berlincourt, der Birs zwischen La Verrerie und Courrendlin und der Gabiare nördlich von Vermes tief zerschnitten, sowie durch zahlreiche Flankentäler, besonders auf der Nordseite, zerfressen. Ihre südliche Begrenzung bildet das tertiärerfüllte Tal von Undervelier und Soulce, das sich östlich der Birs in dem von Robeuvelier und Vermes fortsetzt; in dem Zwischenstück, das durch der Synklinale folgende Zuflüsse der Birs entwässert wird, fehlt die tertiäre Decke, weil hier der Boden des Tales durch die umwallenden Ketten eng zusammengepreßt ist und daher das Tertiär leichter erodiert werden konnte als in den breit geöffneten Teilen der Mulde. So zerfällt die ganze Synklinale durch Talpässe in drei verschiedenen Quertalflüssen angehörende Gebiete.

Es folgt nach S die Kette des Coulou und M. Raimeux (1300 m), die unter diesen Namen bis zur Klus der Gabiare bei Envelier reicht, worauf sie sich nach O in den Höhen

[1]) Für das folgende vgl. auch: „Geotektonische Skizze der nordwestlichen Schweiz“ (1: 250000) von Fr. Mühlberg in Livret-guide géologique au congrès géol. intern. 1894.



des Schönenbergs und Matzendorfer Stierenbergs fortsetzt. Sie wird im westlichen Teile durch breite Rücken von Malmkalken, im O durch zugeschärftere Kämme von Hauptroggenstein gebildet, wobei die Höhen im W nur unwesentlich höher sind. Die Kette ist durch die tiefen Klusen der Sorne, Birs und Gabiare geöffnet; ihre südliche Begrenzung ist eine der längsten und am tiefsten aufgeschlossenen Synklinalen des Jura. Ihr westlicher Abschnitt, das Petit Val, wird von den Quellflüssen der Sorne entwässert, von deren westlichstem, der Sornette, eine eigentümliche, durch eine walmartige Senkung der Antiklinalachse erzeugte und von Torfmooren teilweise erfüllte Tiefenlinie die nächste Kette zwischen Bellelay und Fuet kreuzt. Das stark gestörte Tertiär des Petit-Val bildet Höhen bis zu 870 m; aus ihm führt eine Talwasserscheide in 927 m in das breite Tal der Birs bei Moutier. Die tertiärerfüllte Synklinale setzt sich enger werdend über Crémine und eine neue Talwasserscheide in 800 m Höhe in das Quellgebiet der Gabiare bis Soltersschwand fort und keilt sich schließlich im Gebirge aus. Südlich des Petit Val erhebt sich die kurze Kette des Moron (1340 m), im W durch die erwähnte Tiefenlinie Bellelay-Fuet nur undeutlich von den Freibergen sich absondernd, im O spitz auslaufend gegen das Tal von Moutier und durch die schmale Synklinale von Champoz getrennt von der sie kulissenartig ablösenden Kette des Graitery (1312 m), die von Birs und Rauß in Klusen durchbrochen sich nach O im Malsen- und Probstenberg und schließlich bis in den Hauenstein fortsetzt. Ihre Nordgehänge sind durch Flankentäler, die aus kleinen Oxford-»Comben« kommen, reich gegliedert, während die Südgehänge als ziemlich geschlossene Mauer zur nächstfolgenden Längstalfurche abfallen. Deren westlicher Teil ist das tertiärerfüllte, etwa 900 m hohe Tal von Tramelan, aus dem die Trame in engem Muldental in das breite und fruchtbare Tertiärbecken von Tavannes und Court tritt, das in Höhen zwischen 660 und 760 m den Oberlauf der Birs enthält. Nach O verengt es sich von einer Breite von 4 km bis zu einer Talwasserscheide in 1020 m, die zunächst ins Quellgebiet der Rauß und bei Gänsbrunnen in das nach O bis Balstal an Breite gewinnende Tal des Dünnernbaches führt. Das letzte, zugleich längste (130 km) der großen Gewölbe ist das der Weißensteinkette, dessen tektonischer Ursprung im W bei Verrières an der französischen Grenze zu suchen ist. Die Halbklus der Pierre-Pertuis, schon von einer Römerstraße benützt, die durch ein natürliches Felsentor führt, trennt den Kamm des Sonnenbergs, den wir als Südrand der Freiberge kennen lernten, von dem breiten geschlossenen Rücken des Montoz (1330 m); dann bildet dasselbe Gewölbe, mit dem der Chasseral-Kette vereinigt, als Weißenstein-Kette (in der Hasenmatte 1449 m) den steilabfallenden Fuß des Gebirges zwischen Grenchen und Olten, trägt aber nur auf kurze Strecken die Wasserscheide zwischen den zur Aare und den nach N zum Rhein gerichteten Gewässern. Durch zahlreiche Flankentäler und Comben, die oft bis auf Lias und Keuper heruntergehen, reicher gegliedert und vom Dünnernbach, der die Aare bei Önsingen erreicht, durchbrochen, reicht diese Kette als Rötifluh, Roggenfluh und Eggberg bis über die Hauenstein-Linie nach O, wo sie bei Olten unter den Bildungen des Aaretals untertaucht.

Damit haben wir bereits das Bereich der großen Gewölbe mit ihrer regelmäßigen rostförmigen Gliederung verlassen und sind in das Gebiet nahe dem Ostende des Jura eingetreten. Hier geht der Charakter der breiten Rücken verloren, indem sich die Ketten enger aneinander pressen, stark an Höhe verlieren und durch ein reiches Talnetz gegliedert sind, in dem sowohl lange Talzüge als große Quertäler fehlen. Die Auflösung der Ketten ist hier schon soweit gediehen, daß die Verfolgung einer einheitlichen Kammlinie oft schwer möglich ist; zumeist treten die Synklinalen auf den Kämmen, die Antiklinalen als hochgelegene Längstäler auf, eine Regel, die nun für den ganzen sog. Aargauer Kettenjura gilt. Daraus ergibt sich die charakteristische Gipfelform dieser Gegend, indem die harten

Schichtköpfe des Muschelkalks und Hauptroggensteins als trotzige, oft überhängende Felswände, Fluhen genannt, auftreten, während nach der anderen Seite, gegen den Muldenkern, die Schichten sanfter abfallen (vgl. Profil XIV). Zudem geht hier der einfache Gewölbebau verloren, zur reinen Faltung gesellen sich Überschiebungen auf der Höhe der Gewölbe. Die zweite Kette des zentralen Berner Jura, die des Graitery, setzt sich zunächst mit großer Regelmäßigkeit zwischen dem breiten Muldental des Dünnernbaches im S, dem Guldental und dem Tal von Mümliswyl im N fort, wesentlich aus Dogger aufgebaut, bis sie von der Klus von Mümliswyl durchbrochen wird. Östlich derselben erfährt sie als Hauensteinkette eine ähnliche Auflösung wie die Weißensteinkette östlich der Önsinger Klus. In der Umgebung von Langenbruck wird der Verlauf der Wasserscheide zwischen Aare und Rhein äußerst unregelmäßig, indem sich hier Zuflüsse des Dünnernbaches weit nach N verzweigen. Nördlich von Olten scheint sich die Hauensteinkette mit der Weißensteinkette zu scharen, so daß hier der reine Kettenjura sich in eine einzige Kette zusammengefaßt darstellt. Östlich der Linie Olten—Läufelfingen, wo die Eisenbahn die Hauensteinkette in einem 2700 m langen Tunnel durchbohrt, bilden die Steilabfälle dieser Kette im Doltenberg (944 m), in der Rebfluh, dem Gugen, Brunnenberg, Homberg und in der Gyslifluh mit Höhen von 700—800 m den Jurarand, und schließlich durchbricht die Aare diese Randketten in nordwärts gerichtetem Laufe bei Wildegg.

Aus dem Rücken des Raimeux geht östlich der Klus von Envelier die aus Keuper, Lias und Dogger aufgebaute Kette der Hohen Winde (1207 m) hervor. Auch hier zerlegen die zahlreichen Verästelungen der dem Lüssleinbach, einem Zufluß der Birs, untergeordneten Täler das Gebirge ohne enge Beziehungen zur Struktur in eine Reihe von scheinbar unregelmäßigen Erhebungen. In der Fortsetzung der Hohen Winde erhebt sich die Paßwangkette (1207 m), die vom S—N streichenden Tale des Frenkenbaches durchbrochen wird und jenseit als Bölchenfluh bis zum Plateau von Ifental zieht, wo sie sich gleichfalls an die Hauensteinkette angliedert. Die Aare hat ihren Charakter als Jurarandfluß bereits bei Aarburg verloren, wo sie in den Jura eintritt; doch erreichen die Juraschichten am rechten Ufer des nach wie vor breiten Tales nur selten bedeutendere Höhen, wie im 717 m hohen Engelberg. Unterhalb Aarau verschwinden sie vom rechten Aareufer vollständig, bis unterhalb Wildegg die letzten Ausläufer des Jura erscheinen: in der (orographischen) Fortsetzung der Gyslifluh der 648 m hohe Kestenberg, in der des Linnbergs die von der Habsburg gekrönte Höhe des Reinwalds (513 m). Bei Brugg gerät die Aare infolge einer jugendlichen Verlegung ihres Bettes abermals auf harte Jurakalkbänke, bald aber erweitert sich ihr stark verwildertes Tal, und sie nimmt kurz nacheinander Reuß und Limmat auf. Zwischen diesen beiden erhebt sich zu 517 m das Gebenstorfer Horn, das seinen Tafelbergcharakter seiner Krönung durch Deckenschotter verdankt.

Es erübrigt nunmehr noch die Besprechung der Zone außerordentlicher Lagerungsstörungen am Nordrand des Kettenjura und jener einzigen, gegen W—O streichenden Kette, die den Abschluß des gesamten Faltenjura gegen den im N vorgelagerten Tafeljura bildet, vom Doubs bei Baume-les-Dames bis in das Molasseland der Schweiz jenseit der Limmat reicht und durch die Berührung mit verschiedenen tektonischen Gebieten zu einem strukturell sehr komplizierten Gebilde wird. Sie beginnt als Lomont-Kette am Doubs und ist mit Höhen von 800 m die Randkette der schwach gefalteten französischen Plateaulandschaft gegen die zerbrochenen Tafeln im N. Sie erhebt sich ziemlich steil und isoliert 400 m über den Doubs und 300 m über ihren Nordfuß als scharf markante Form in der eintönigen Landschaft, bis sie zum zweitenmal vom Doubs zwischen Villars und Pont de Roide durchbrochen wird. Nun folgt ihr ein Stück weit die schweizerisch-französische Grenze; ihre Südgehänge fallen steil zum Doubstal ab, die nördlichen zum Plateau von

Pruntrut und diese sind durch zirkusförmige Erweiterungen der nördlichen Seitentäler, die bis auf Liasschichten aufgeschlossen sind, gegliedert. Ein wichtiger Knotenpunkt (das »centre de soulèvement« der früheren Geologen) liegt nördlich des Doubsknies bei St.-Ursanne, wo sich mit der W—O streichenden Mont-Terrible-Kette, der Fortsetzung der Lomont-Kette (im Mont Gremay 943 m), die aus den Freibergen hervorgehenden, nach NO streichenden Ketten scharen, namentlich die Kette von St.-Braix, die ihren Ursprung bei Vautenaivre hat, bei Caquerelle den Lomontzug trifft und das Becken von Delsberg gegen W absperrt. Den landschaftlichen Charakter dieses Gebiets bedingt das bis auf 430 m eingeschnittene, malerische Doubstal, in dem der Fluß ruhig dahinströmt und über das sich die Ketten unten mit schön bewaldeten, sanften Formen, oben mit schroffen Wänden bis nahe an 1000 m erheben. Um aus dem Doubstal in das Becken von Delsberg zu gelangen, durchschneidet die Eisenbahn die Kette von St.-Braix in zwei langen Tunnels. Von Caquerelle an streichen die nun vereinigten Ketten weiter nach O, wobei die südlichste, hier Rangiers-Kette genannt, das W—O-Streichen der Mont Terri-Kette fortsetzt; sie bildet mit steilem Südabfall die nördliche Begrenzung des Delsberger Beckens, von der Birs in der engen Klus von Vorburg und Soyhières durchbrochen. Die beiden nördlichen Ketten gehen ihr parallel bis oberhalb Laufen, wo sie teils zur südlichsten Kette zurückzukehren, teils, wie die Buebergkette, an dem breiten Tertiärbecken von Breitenbach zu verschwinden scheinen, bis östlich desselben wieder neue Faltenzüge auftauchen. In dem südlich des oberrheinischen Einbruchstals gelegenen Gebirgsabschnitt, wo die Ketten weit nach N vordringen können, lagert sich vor diese noch die Blauenkette (836 m), die aus der Gegend von Miécourt im Quellgebiet von Lützel und Alle nach O bis über die Birs reicht und sich jenseit derselben verflacht. Sie selbst teilt sich am Signal Römel in zwei Äste; der nördliche zieht in einem Bogen als Flühenberg gegen NO und kehrt nahe der Birs zur Hauptkette zurück. Zwischen der Bueberg- und der Blauenkette liegt das Längstal der Lützel, während den Nordabfall des Bürgerwaldes, des nördlichsten Faltenzugs gegen die Rheinebene, die Ill umfließt, die hier aus einem Längstal scharf nach N umbiegend in die Ebene hinaustritt. Die Birs verläßt bei Grellingen die seit Soyhières eingeschlagene, dem Streichen der Ketten nur ungefähr folgende Richtung, fließt längs der Flexur des Tafeljura in einem Quertal mit kleinen Schnellen nach N und begleitet nun den Ostrand des breiten Tertiärbeckens von Reinach, das von der Birsig entwässerte Leimental (so genannt von seiner Ausfüllung mit Lehm), dessen nördliche Umrahmung niedere Tertiärhügel, die südliche die Vorberge der Blauenkette bilden.

Die Kette des Mont-Terrible, fortan Vorburg-, dann Fringeli und Wiesenberg-Kette genannt, streicht am Nordrand des Delsberger Beckens mit Höhen von ca 900 m weiter nach O und gerät nun in das Bereich der (oben geschilderten) Lagerungsstörungen, wo ihre orographische Selbständigkeit durch das Hinzutreten anderer Ketten verloren geht. Diese kehrt erst wieder jenseit der Aare in der Kette der Habsburg, und schließlich werden die Juraschichten von der Limmat in zwei Talengen durchbrochen, zwischen denen im Kern des Gewölbes, an Stelle der durch Seitenerosion der Limmat ausgeräumten Dogger- und Oxfordschichten das weite Schotterfeld von Baden sich erstreckt. An seinem Südrand kommen an beiden Ufern und im Flusse selbst die 21 Quellen zutage, die Badens Bedeutung geschaffen haben. Die Trias- und Juraschichten steigen hier aus großen Tiefen steil empor, das in den Alpen in ihnen eingedrungene Sickerwasser hat sich auf seinem unterirdischen Wege bis zu 60—70° C erwärmt und tritt mit Temperaturen von 50—51° C und reichem Gehalt an $CaCO_3$, MaO, H_2S und $CaSO_4$ in nahezu kreisrunden Röhren des durchlässigen Muschelkalkes wieder hervor. Östlich von Baden erscheint als letztes Glied der großen Randkette des Faltenjura die isoliert aus dem Alpenvorland aufragende Lägern-



kette, ein Monoklinalkamm von 733 m Höhe, mit steil nach S fallenden Schichtflächen und Abbruchformen gegen N. Bei Regensberg tauchen die vereinigten Flügel des Gewölbes unter dem Tertiär und Quartär des Vorlandes unter, und damit ist der östlichste Punkt des Juragebirges erreicht.

IV. Das nördliche Vorland des Faltenjura.

(frz. Sp. K. Montbéliard 114, Dufour II, III.)

Den Nordrand der Jurafalten begleitet eine Reihe von zerbrochenen Tafeln, aus denselben Schichten aufgebaut wie die gefaltete Region, aber strukturell und morphologisch scharf von dieser unterschieden. Nur an einer Stelle, in der südlichen Fortsetzung des Rheingrabens, erfahren sie eine Unterbrechung. Wir haben ihre tektonische Bedeutung bereits kennen gelernt; es erübrigt nur noch, ihren landschaftlichen Charakter kurz zu skizzieren.

Vor dem nördlichen Plateaujura des Doubsgebiets, der gegen N mit der Lomont-Kette scharf abschließt, und bis an die ersten Spuren der Vogesen reichend erstrecken sich einförmige, wellige Plateaus mit geringen Höhenunterschieden, die den allmählichen Übergang dieser zwei so verschiedenen Gebiete herstellen; sie bilden den Elsgauer Tafeljura[1]), mit einer mittleren Höhe von 400—500 m, und sind gegen NW durch einen von Belfort im O bis Rigney am Oignon im W verfolgbaren, etwa 100 m hohen Steilabfall, die »falaise sousvogienne« gegen die den Südfuß der Vogesen begleitende Triassenke begrenzt. In diesem Abfall springt u. a. der Mont Vaudois bei Héricourt (530 m), die Forêt du Courchaton (520 m), und das Bois Communaux (512 m) bei Rougemont deutlich hervor. Der herrschende Kalkboden verursacht auch hier eine große Armut an oberflächlicher Entwässerung, so daß der mitten durch diese Plateaus in großen Windungen dahinziehende Doubs der Nebenflüsse fast völlig entbehrt. Fruchtbarer sind nur die von quartären Bildungen erfüllten Bodensenken. Den östlichen Abschnitt des Elsgauer Tafeljura bildet das schon vorwiegend auf Schweizer Boden gelegene Plateau von Pruntrut mit Höhen bis zu 600 m, eine waldige, abwechslungsreichere Fläche, die die Allaine gegen den Doubs zu entwässert. An der Savoureuse, die den Doubs unterhalb Montbéliard erreicht, verschwinden die mesozoischen Kalke unter tertiären und quartären Schichten, und diese setzen von da gegen O das fruchtbare Hügelland des östlichen Elsgau zusammen, entwässert von Bourbeuse und Allaine. Hier liegt mitten im flachen Lande, wenig über 300 m hoch, die Wasserscheide zwischen Rhône und Rhein.

Der Elsgauer Tafeljura reicht gegen O bis an die in der Fortsetzung des Vogesenabbruchs gelegene Sundgaulinie; jenseit der durch die nach N vordringenden Ketten des Faltenjura ausgefüllten Lücke lagert sich nun vor die Kette des Mont Terrible der Schweizer Tafeljura. Die nördlichsten Ketten fallen zumeist steil und in scharfem Gegensatz der Formen zu den niedrigeren Tafelflächen im N ab, deren Südgrenze durch keine kontinuierliche Tiefenlinie hervorgehoben wird; doch bezeichnet die Lage der Orte Meltingen, Waldenburg, Läufelfingen, Densbüren und Schinznach recht genau die Grenze der beiden Gebiete. Im W reicht der Schweizer Tafeljura bis an die Birs, wo er mit einem Steilrand gegen die nach S fortgesetzte Rheinebene abfällt, im N bis an den Rhein, im O greift er in einzelnen Stücken über die Aare hinaus. Geologisch ein Stück des Schwarzwaldhorstes, an dessen südlichsten Teil er auch in den Oberflächenformen erinnert, bildet der Schweizer

[1]) So sei hier zusammenfassend der ganze Tafeljura westlich des Vogesenabbruchs genannt, während z. B. Schmidt (Geolog. Excursion in der Umgebung von Basel, Livret-guide géol. 1894, S. 34) einen Jura von Belfort im W vom eigentlichen Elsgauer Tafeljura im O unterscheidet.



Tafeljura eine nach S geneigte, von zahlreichen Bruchlinien durchsetzte Tafel, in der durch die nach S zunehmende Abtragung in dieser Richtung immer jüngere Schichten zutage treten. Zahlreiche kleine Flüsse durchschneiden auf dem kürzesten Wege nach N und NW zum Rhein den Tafeljura in engen, baumförmig verästelten Tälern, ganz analog denen in der Südwestecke des Schwarzwaldgebiets, so daß ringsum steil abfallende, scharfkantige Tafelberge herausgeschnitten werden, deren nahezu horizontale Decken vornehmlich von hartem Malm- und Muschelkalk, vielfach aber auch von der widerstandsfähigen Juranagelfluh gebildet werden. Dabei fallen aber infolge des herrschenden Südfallens der Schichten die Tafelflächen mit den Schichtflächen nicht durchaus zusammen, sondern schneiden dieselben ungefähr horizontal ab, ein Beweis für eine weitgehende Abtragung des Gebirges. Hingegen neigt der Hauptroggenstein mehr zur Bildung von kuppig abgerundeten Formen, z. B. im Schinner- und Frickberg. Die Landschaft prangt vorwiegend in einem reichen Vegetationskleid, die anmutigen Wiesentäler und die Wälder der Höhen lassen nur selten kahle Felsbänke hervorschauen, in großem Gegensatz zu den viel höheren, rauheren Plateaulandschaften des westlichen Jura. Hingegen besitzt der Schweizer Tafeljura eine mächtige Verwitterungsdecke, die den steilen Fuß der Tafelberge einhüllt. Auch hier wirkt wohl neben der Flußerosion in großem Maße die flächenhafte Verwitterung; doch werden ihre Produkte rasch von der Vegetationsdecke überkleidet und so der vollständigen Auflösung entzogen.

Im allgemeinen lassen sich im Schweizer Tafeljura zwei übereinander liegende Staffeln unterscheiden. Der Baseler Tafeljura, das nordwestliche Vorplateau, in dem Muschelkalk und Hauptroggenstein vorherrscht, und wo bei Laufenburg der Gneis des Schwarzwaldmassivs aufs linke Rheinufer hinüberreicht, steigt über die diluviale Terrassenlandschaft des Rheintals auf, zu dem die steil abbrechenden Schichtköpfe blicken. Seine Hauptflüsse, Ergolz und Frickbach, erhalten zahlreiche Nebenflüsse in ihrem vorwiegend W—O gerichteten Oberlauf aus dem Kettenjura, so den Bretzwyler, Reingoldswyler, Waldenburger, Homburger und Zeglinger Bach, die fast geradlinig S — N fließen und die nördlichsten Ketten des Faltenjura durchbrechen, aus denen sie ihrerseits in den zwischen den Ketten gelegenen Längstälern kleine Seitenbäche aufnehmen. Das Fricktal zieht nordwestlich bis zum Rhein, das Ergolztal westlich bis Liestal und biegt dann nach N zum Rhein auf. In der Umgebung von Liestal bildet der Hauptroggenstein mit Höhen bis über 800 m die steil abfallende Sissacherfluh, die Tennikerfluh, den Schleifenberg, der sich im Grammont fortsetzt, von ihm getrennt durch das an eine Senkung geknüpfte Windental. Die große Talweitung südlich von Sissach ist ebenfalls an eine Verwerfung gebunden, und ebenso werden für das Auftreten stets reichlich fließender Quellen die zahlreichen Bruchlinien von Bedeutung [1]).

Das erste Plateau reicht bis zu einer W—O streichenden, dem Mont-Terrible-Zug parallelen Verwerfung von Wegenstetten bis Böttstein. Von hier nach S erstreckt sich das Plateau des Aargauer Tafeljura, vorwiegend aus Hauptroggenstein und Malmkalken aufgebaut; es erreicht im Schinnberg noch 730 m und senkt sich im östlichen Teile zu der großen Tafel des Bötzbergs (580 m), die von der Eisenbahnlinie Brugg—Basel teilweise durchschnitten wird [2]). Schließlich ist in der unmittelbaren Nachbarschaft des Kettenjura, vor den Überschiebungen und Faltenverwerfungen der nördlichsten Ketten, der Tafeljura selbst zu Ketten aufgestaut; sie erscheinen als Hasenhubelkette bei Eptingen und setzen sich im

---

[1]) F. v. Huene, Eine orographische Studie am Rheinknie (Geogr. Zeitschr. VII, 1901, S. 140) und Geologische Beschreibung der Umgebung von Liestal (Verh. nat. Ges. Basel XII, 1900, 265—272).

[2]) Der bekannte Bötzbergtunnel führt seinen Namen mit Unrecht, da er durch den bereits zum Faltenjura gehörenden Linnberg gebohrt ist.

Klapfen, Heidegg und Reißhübel fort. Östlich der Aare trennt sich der Tafeljura von der letzten und nördlichsten Kette des Faltenjura, der Lägern, und erscheint, durch ein breites Stück Vorland von dieser getrennt, als eine NO streichende Landstufe im Schwäbischen Jura.

V. Der Plateaujura.

Vor den Augen des naturbeobachtenden Wanderers, der die Ketten des Jura überschritten hat und sich weiter westlich wendet, vollzieht sich ein einschneidender Wechsel des Landschaftsbildes, sobald er die Ketten- und Plateaujura trennende Tiefenlinie gekreuzt hat und zu den Höhen der jurassischen Plateaus emporgestiegen ist. Hier wird die bei den älteren französischen Geologen immer wiederkehrende Auffassung verständlich, die den Jura in seiner Gesamtheit niemals als Kette, sondern nur als »vaste plateau« gelten lassen wollte, ohne dabei seinen inneren Bau und seine morphologische Geschichte zu berücksichtigen. Namentlich im südlichen Teile des Gebirges vollzieht sich dieser Wechsel überraschend schnell. Auf weite Flächen erstreckt sich eine eintönige Landschaft ohne nennenswerte Höhenunterschiede, die auf Sehweite sich bis zum Horizont ausdehnt, den sie mit einfacher Profillinie abschließt. Für den landschaftlichen Charakter wird auch hier die verschiedene petrographische Beschaffenheit der einzelnen Schichtglieder von ähnlicher Bedeutung wie im Kettenjura. Als wasserführende Horizonte sind vor allem die Mergel des Keuper, Lias, der Oxford- und Hauterivienstufe wichtig und geben Anlaß zum Auftreten mächtiger Quellen; neben den quartären und tonigen Tertiärablagerungen liefern sie einen relativ günstigen Acker- und Wiesenboden; doch ist das Neokom wegen der großen Höhen, in denen es vorkommt, vorwiegend nur mehr zur Wiesenwirtschaft geeignet. Der Wald, der sich zumeist an nicht allzu poröse Kalke knüpft, tritt namentlich im östlichen Teile der Plateaus noch in großer Üppigkeit auf; im allgemeinen aber tritt die Waldbedeckung gegen W merklich zurück, und nur vereinzelt unterbrechen Waldbestände die ausgedehnten mageren Wiesen- und Heideflächen, aus denen gar oft der nackte, karrig angewitterte Fels hervorschaut. Während der Kettenjura noch über ein ausreichend dichtes Flußnetz verfügt, verstärkt im Plateaujura die Armut an oberflächlicher Entwässerung den Eindruck der Öde und Einförmigkeit, und um so überraschender wirkt dann der von der Höhe der Plateaus sich gelegentlich bietende Blick in tief eingeschnittene, kañonähnliche, gewundene Täler mit waldigen Gehängen, in denen meist wasserarme Flüsse ruhig dahinziehen und auf deren Tiefe der gebirgige Charakter der Landschaft sich gründet. Auf den Plateauflächen aber ist die Gleichsinnigkeit des Gefälles zumeist aufgehoben, und in den geschlossenen Mulden (bassins fermés) liegen düstere Torfmoore oder flachufrige Seen.

Der Plateaucharakter und der geringe Höhenwechsel ist aber nur teilweise, namentlich nicht im südlichen Teile, eine Folge des inneren Baues. Allerdings ist die Faltung hier vorwiegend einfacher und weniger intensiv als im Kettenjura; aber jedes Profil lehrt uns doch eine große Zahl von Antiklinalen und Synklinalen kennen und nur selten bildet dasselbe Schichtglied ausgedehntere Flächen. Doch sind die Mulden nicht durch Erosion vertieft, sondern in ihrer ursprünglichen Höhenlage erhalten, weil es an dem linienhaft wirkenden Agens, dem Wasser, fehlte; hingegen wirkten auf den Sätteln die Kräfte der flächenhaften Abtragung. Indem also die Antiklinalen erniedrigt wurden, die Synklinalen zumeist unversehrt blieben, ergab sich der vorherrschende Plateaucharakter, während der Kettenjura noch vorwiegend das Gepräge einer jugendlicheren Gebirgsbildung an sich trägt und zudem die häufige Aufschließung impermeabler Schichten zur Verdichtung des Flußnetzes beitrug. Der verschiedene Charakter der beiden großen Gebirgsabschnitte kommt auch in den Siedelungsverhältnissen zum Ausdruck. Auf den rauhen, hoch gelegenen Plateaus des Westens

wohnt eine ärmliche, spärliche Bevölkerung; freundliche Dörfer, wie sie den Schweizer Kettenjura zieren, fehlen. Armselige Häuserreihen, zu einem Straßendorf vereinigt, knüpfen sich an das Auftreten von Quellreihen, zumeist aber sammelt sich die Bevölkerung in größeren Zentren von dorfähnlichem Charakter.

1. *Der südliche Plateaujura.*

(frz. Sp. K. Nantua 160, St. Claude 149.)

Indem das Gebirge nördlich der Linie Nantua—Bellegarde an Breite gewinnt, wird der bereits im westlichen Teile des Jura des Bugey angedeutete Plateaucharakter immer ausgeprägter, obwohl die einzelnen Faltenzüge ohne Unterbrechung weiter nach N und NO streichen. Die östliche Begrenzung dieser Plateaulandschaften des Aingebiets bildet eine Linie von der Rhône bei Bellegarde und im Tale der Valserine aufwärts bis zum Hochplateau von Les Rousses. Das Tertiärbecken von Bellegarde[1]), das seine Gestalt dadurch erhält, daß die nördliche Fortsetzung des Colombier von Culoz weiter nach N streicht, die erste Jurakette hingegen aus der Nordwestrichtung gegen N und NO umbiegt, ist von massenhaften Schotterablagerungen des Rhônegletschers erfüllt. Die orographisch kaum selbständig hervortretende Antiklinale von Mantière, die nördlich von Confort aus der Molasse und dem Quartär auftaucht, teilt das Becken in zwei Arme; der östliche ist eine schmale Kreidesynklinale, die die genannte Antiklinale von der Kette des Grand-Crédo trennt; sie setzt sich im Tale der Valserine oberhalb Chézéry fort, während die Falte der Mantière als Crêt de Chalam auf das rechte Valserine-Ufer tritt. Es verläuft also der unterste Teil ihres Tales, bevor der Fluß in den gegen Châtillon-de-Michaille sich hinziehenden westlichen Arm des Beckens mündet, schräge zum Streichen der Ketten. Die Fortsetzung der Falten des Colombier von Culoz nördlich der Quertallinie zwischen Châtillon und St. Germain-en-Joux bildet das Plateau von Montarqui (1044 m) und Champfromier (1260 m), im N begrenzt durch die tiefe Schlucht der obersten Semine; auch die großen Verwerfungen im Westflügel der Vuache setzen sich weiter nach N fort, und ihnen folgt die Valserine ein Stück weit bis unterhalb Fernaz. Dann tritt sie abermals in die frühere Synklinale, der sie nun bis zur Quelle treu bleibt, ohne sich um die parallel streichende Verwerfung zu kümmern. In dem nunmehr breiten freundlichen Tale bildet das Miocän um Lelex am östlichen Gehänge bewaldete Hügel, am westlichen die Neokomschichten eine deutliche Terrassierung, während weiter aufwärts Bergsturztrümmer und erratisches Material jurassischer Herkunft das Miocän verhüllen. Oberhalb Mijoux beginnt die sog. Combe-de-Mijoux, das Muldental zwischen den Kämmen der Dôle im O und der Serre im W. Nachdem die Quelle der Valserine erreicht ist, setzt sich die Tiefenlinie als Trockental, »vallon de Dappes«, weiter nach N fort, ein einsames, von Schuttkegeln und Bergsturzmassen erfülltes, waldiges Hochtal; in demselben liegt in 1250 m die kaum merkliche Abdachungsscheide, denn in seinem nördlichsten Teile, bevor es die Paßlinie des Col de St.-Cergue kreuzt, dacht sich das Trockentälchen nach N ab, und nun biegt die Tiefenlinie, die uns bisher als Grenze zwischen Ketten- und Plateaujura diente, nach NW gegen Les Rousses um.

Der breite Raum zwischen dem westlichen Abfall der ersten Jurakette und dem Westrand des Gebirges überhaupt zerfällt durch die drei tief eingeschnittenen, ungefähr N—S verlaufenden Täler der Bienne, des Ain und der Valouse in ebenso viele Plateaumassen

---

[1]) Zur Struktur vgl.: Schardt, Études géolog. sur l'extremité méridionale du Jura (Bull. soc. vaud. XXVII, 1891/92, S. 151 ff.) und Excursion dans le Jura méridional (Livret-guide du congrès géol. internat. Zürich 1894, S. 5 ff.); Douxami, Étude sur la vallée du Rhône aux environs de Bellegarde (Bull. serv. carte géol. France XII, 1901, Nr. 81).



von sehr einheitlichem landschaftlichem Charakter. Immer wiederholt sich der Gegensatz zwischen den tiefen grünen Tälern und den vorwiegend kahlen, teilweise verkarsteten Hochplateaus, auf denen ein zusammenhängendes Flußnetz fehlt, und die in eine große Zahl von poljenartig geschlossenen Becken zerfallen. Die geologische Karte läßt wohl einen raschen Wechsel der streifenförmig angeordneten, zu zahlreichen Faltenzügen zusammengepreßten Schichtglieder erkennen, aber oberflächlich gelangt dieser Aufbau des Gebirges infolge einer weitgehenden Einebnung nicht mehr in entsprechender Weise zum Ausdruck. Die Entwässerung knüpft sich in der Regel nicht an die Mulden, sondern an die tiefer erodierten, bis zu den Oxfordschichten aufgeschlossenen Schichtsättel, oder sie geschieht, wie beim Ain und bei der unteren Bienne, in vom Schichtbau völlig unabhängiger Weise.

Die zwischen den Tälern der Valserine und der Bienne gelegenen Plateaus bestehen aus 3—4 flachen Antiklinalen, deren Scheitelregion aus Portlandkalken gebildet wird, während Kreideschichten die Mulden erfüllen. Hier vollzieht sich der Wechsel im landschaftlichen Charakter zwischen Ketten- und Plateaujura besonders rasch. Die erste Antiklinale bildet eine unruhig wellige und wasserlose Fläche mit zahlreichen blinden Tälern und dolinenartigen Vertiefungen; die kleinen Tannenwäldchen und Wiesenflächen sind durch zahlreiche Gehöfte von der Art der Einzelsiedelungen unterbrochen. Der nach W immer eintöniger werdende jurassische Plateaucharakter zeigt sich hier noch in seiner mildesten, anmutigsten Form. Schon auf dem nächsten Gewölbe, dem von Septmoncel (ca 1200 m), wird das Aussehen der Landschaft öder, die nackten Schichtflächen liegen auf weite Strecken zutage, bis sich der überraschende Blick in die wildromantischen Täler auftut, die sich bei St.-Claude vereinigen und in das Biennetal münden (Fig. 7).

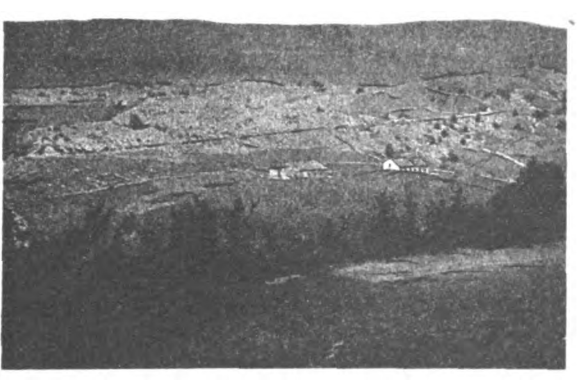


Fig. 7. Karstlandschaft bei Septmoncel.

Das Biennetal folgt zwischen Morbier und Valfin einer tief erodierten Synklinale; darüber erhebt sich im W die mit üppigen Karstwaldungen bekleidete Forêt de la Joux devant (1141 m), deren Gewölbe gegen S in das »Aufbruchspolje« der Combe de Prés übergeht. Die nächste Kreidesynklinale ist eine typische Karstwanne; sie enthält in reizloser Umgebung den zumeist flachufrigen, nur im O von senkrecht aufsteigenden Kreidekalken überragten, vielfach gelappten See von L'Abbaye, 880 m hoch gelegen, nur 250 m unter dem Niveau der abgetragenen Gewölbe. Nach N erweitert sie sich zu dem Plateau von St.-Laurent, im südlichen Teile verschwindet der Bach des langgestreckten Oxfordtälchens von Grénval, der aus dem von N kommenden Bief de Tremontane und dem von S zufließenden Bief d'Anchey sich zusammensetzt und die Malmkalk-Antiklinale des Bois de la Sourde (914 m) durchbricht. Die nächste Synklinale trägt die beiden kleinen, ebenfalls abflußlosen Seen von Étival; die nun folgende Antiklinale der Forêt de la Joux bildet einen markanten, ca 200 m hohen Steilabfall gegen W und trennt somit die 800—1000 m hohen Plateaus, die sich mit geringem Höhenwechsel von der Bienne bis hierher erstrecken, von dem nun nach W folgenden Plateaugebiet des Ain, der sich in vielgewundenem Laufe von der Gegend von Clairvaux bis zur Mündung der Bienne hindurchschlängelt. Wo die Bienne die Westrichtung einschlägt, liegt an der Mündung des Tacon als Hauptort des südlichen Plateaujura und Sous-Präfektur des Département Ain

St.-Claude, das sich malerisch an beiden Gehängen vom tief eingeschnittenen Flußbett bis zur Höhe der auffallend hohen diluvialen Terrassen ausdehnt.

Das zwischen Valserine im O, Ain und Bienne im W und NW und der Linie Bellegarde—Nantua gelegene Hochland hat durch eine tiefgehende Erosion längs dieser Begrenzungslinien und der von diesen sich abzweigenden Täler eine intensive Zerschneidung erfahren. Während im südlichen Teile die Semine sich ein tiefes, reich verzweigtes Talsystem in dem breiten Gewölbe von Champfromier mit Höhendifferenzen bis 700 m geschaffen hat, richten gegen N Tacon, Longviry und ihre Seitenbäche in ähnlich tiefen Tälern sich zur Bienne. In der Fortsetzung der Forêt de la Sourde bildet sodann die Forêt de Macretet einen deutlichen Steilabfall von Höhen über 1000 m zu der nur 500—600 m hohen Mulde von Oyonnax, die im Jura des Bugey das obere Oignintal bildet und am Westende des Sees von Nantua vorüber nach N bis nahe an die Bienne bei Lavancia reicht. Dieser Steilabfall, den wir auch weiter im N wieder antreffen, bildet einen der markantesten Züge in der Topographie des südlichen und zentralen Plateaujura; er trennt stets die höher gelegenen Hochflächen im O mit Höhen bis über 1000 m von den ganz analog gebauten, aber 700 m nur selten überragenden Plateaus im W. Bezeichnenderweise hält sich der Ain nicht an den Fuß dieser Landstufe, sondern fällt mit seinem Laufe ganz in die westlichen Plateaus.

Westlich des Sees von Nantua erstreckt sich mitten im Gebirge gelegen zu beiden Seiten des Oignin eine weite Fläche ebenen Landes, aus quartären Schottern zusammengesetzt und unterbrochen durch isolierte Erhebungen, die als Erosionsrelikte stehen geblieben sind. Diese Schotterfläche zieht sich abwärts über Izernore bis Condamine, durchschnitten vom Oignin, der gelegentlich seinen Lauf durch anstehendes Gestein genommen hat. Von Izernore an hält er sich knapp am linken Gehänge, tritt bei Samognat ans rechte über und erreicht so als der einzige bedeutende Fluß des südlichen Plateaujura mit nordwärts gerichtetem Laufe den Ain. Merkwürdig beständig ist dessen Talcharakter angefangen von der Gegend von Clairvaux bis zu seinem Austritt aus dem Gebirge. Das Tal ist 200—300 m tief eingeschnitten in das gefaltete, aber teilweise bereits eingeebnete Gebirge, mit einer Sohle von zwar wechselnder, aber niemals bedeutender Breite; den Fluß begleitet eine Schotterterrasse von kaum 30 m Höhe. Dabei ist ebenso wie bei der Bienne die völlige Unabhängigkeit des Talverlaufes von Struktur und Gesteinsbeschaffenheit das auffälligste Merkmal dieser Haupttäler der südlichen Plateaulandschaften.

Die Landschaft zwischen dem Ain und dem westlichen Gebirgsrand zeigt gegenüber dem eben besprochenen östlichen Gebirgsabschnitt nur die durch die geringere Höhe hervorgerufenen Variationen des allgemein herrschenden Charakters. Die Waldbedeckung tritt merklich zurück; Buxbaum-, Juniperus-, Coryllus- und Eichengestrüpp ersetzt sie und unterbricht den dürftigen Acker- oder Wiesenboden; auf weite Flächen dominiert die vornehmlich an Portlandkalk geknüpfte Karsthaide. So ist der Eindruck der Landschaft nahe der Mündung der Bienne in den Ain bei Dortan, oder auf den Höhen westlich von Nantua bis zu 600 m herab, oder auch zu beiden Seiten des Valousetals, das eine tiefe Unterbrechung der hier nur mehr selten 600 m übersteigenden Plateaus bildet. Es ist in seiner ganzen Länge bis zur Mündung in den Ain bei Thoirette im Gegensatz zum Aintal ein an Oxfordmergel gebundenes Antiklinaltal. Nördlich von Arinthod sind die Oxfordschichten auf breite Flächen bloßgelegt, überragt von einer Malmkalk-Landstufe, und auf ihnen hat sich ein reicheres Flußnetz entwickelt. Die Quellen des Valouzon, des bedeutendsten Nebenflusses der Valouse, sind nur durch eine 20 m hohe Bodenschwelle getrennt von dem Poljebecken der Torreigne; es bildet eine flache Schüssel mit ebenem Boden,

dessen Steilränder im O 150 m hoch, bis über 650 m ansteigen und auf deren unteren Stufen das Städtchen Orgelet malerisch gelegen ist.

Die weite Kreidemulde des Surand-Tales, deren unterster Teil dem Jura des Bugey angehört, setzt sich in unserer Landschaft im Portlandkalk bis Germagnat aufwärts fort. Von da an fällt der Lauf des Surand in einem Oxfordtal in das Gebiet der zerbrochenen Randketten. Die veränderte Struktur des Bodens, die verschärfte, durch Brüche komplizierte Faltung verrät sich auch einigermaßen im landschaftlichen Bilde. Zunächst erhebt sich etwa 300 m über die Bresse der unten rebenbepflanzte, oben verkarstete Abfall des Revermont (594 m), der nach O zum Muldenpolje von Drom steil abfällt. Weiter gegen N bildet nun das Tal des Surand eine recht deutliche topographische Abgrenzung der Zone der Randketten, die im Signal de Nivigne 771 m erreicht und hier ca 400 m hoch unmittelbar zur Ebene, fast gleich hoch zum Surand abfällt, somit hier sich außerordentlich scharf hervorhebt. Weiter gegen N gelangen durch Brüche vielfach Keuper- und Liasschichten an die Oberfläche; sie werden von nun an in der Randzone vorherrschend, und an sie knüpft sich ein reiches Entwässerungsnetz, so daß der Gebirgsrand durch zahlreiche kurze Täler zerfranst wird und die »falaise« des Jura gebirgwärts rückt. Dabei löst sich die »Zone des vignobles« in eine ganze Schar kurzer paralleler Kämme auf, die den herauspräparierten, widerstandsfähigeren Schichtgliedern entsprechen, wie hier überhaupt der rasche Wechsel der inneren Zusammensetzung ein vielgegliedertes Hügelland von ca 300 m relativer Höhe schafft. Schließlich bildet die in breitem Tale bei Lons-le-Saunier aus dem Gebirge austretende Vallière einen scharfen Schnitt quer zu den Strukturlinien, und damit erreichen wir jene einleitend genannte Querlinie von Lons-le-Saunier über Clairvaux und St.-Laurent nach Les Rousses, die uns als Nordgrenze des südlichen Plateaujura diente.

2. *Der mittlere Plateaujura.*

(frz. Sp. K. Lons-le-Saunier 138, Pontarlier 139 und Dufour XI.)

Der nördlich folgende Raum bis zur Linie Salins—Pontarlier unterscheidet sich in manchen Stücken von dem bisher besprochenen Gebiet. Während in diesem ein ziemlich gleichförmiges Landschaftsbild bei der Durchquerung von der östlichen bis zur westlichen Randkette dem Beobachter vor Augen trat, ist im mittleren Plateaujura eine deutlichere Trennung einzelner Zonen mit Südnorderstreckung möglich. Indem wir an die zuletzt erwähnten westlichen Randketten anknüpfen, treffen wir von Lons-le-Saunier bis über Salins hinaus eine reiche Entwicklung des Faltenphänomens am Westrand des Gebirges im Gegensatz zu den östlich sich angliedernden einförmigen und einfach gebauten Plateaus. In engem Tale tritt die Seille aus den Plateaus in die Randzone ein, baut innerhalb derselben um Domblans ein weites Schotterfeld auf, um endlich durch einen engen, aber wenig tiefen Klusenausgang in die Bresse hinauszutreten. In ähnlicher Weise dehnt sich innerhalb der auf ca 300 m mittlerer Höhe gesunkenen Randzone eine große Schotterfläche beim Austritt des Orain aus der Plateauzone bei Poligny und der Cuisance bei Arbois aus, so daß hier die Kalke der Plateaus topographisch den Gebirgsabfall bilden, während die aus weichen Trias- und Liasschichten aufgebauten Randketten sich dem Hügelland der Bresse angliedern; nur vereinzelte Aufragungen harter Doggerkalke verraten die frühere Existenz einer ziemlich breiten, jetzt aufgelösten und erniedrigten Gebirgszone, die erst bei Salins wieder zu morphologischer Selbständigkeit gelangt.

Östlich derselben erstreckt sich das sog. erste Juraplateau oder Plateau lédonien mit sehr gleichmäßigen Höhenverhältnissen von rund 450 m im W bis zu 650 m im O. Zum erstenmal im Plateaujura treffen wir auf eine ausreichende Übereinstimmung zwischen innerem Bau und der Oberflächengestaltung. Schwach geneigte bis horizontale, vornehmlich



der Doggerstufe angehörende Kalkschichten setzen die ausgedehnten Plateauflächen zusammen, auf denen das Karstphänomen mit allen seinen Formen eine ausgezeichnete Entwicklung findet. Der Westrand gegen die »Région des vignobles« ist durch die Quellstränge der Vallière, Seille, des Oran und der Cuisance zerfressen, sonst aber herrscht vollkommene Wasserarmut auf den eintönigen Flächen. In der Fortsetzung jenes Doggergewölbes, das das Ain- vom Valousetal scheidet, erscheint hier eine sanfte Bodenwelle, die Forêt de l'Euthe (700 m), die nach NNO bis in die Gegend von Andelot weiterstreicht und das Gebiet des Ain im O von den teils oberflächlich abflußlosen, teils den kleinen Bresseflüssen tributären Plateaus im W trennt. Östlich dieser, nach W einen mäßigen Steilabfall zukehrenden Erhebung dehnt sich das sog. zweite Juraplateau aus, dessen Mittelpunkt die ansehnlichen Orte Clairvaux und Champagnole sind. Sehr flach lagernde Schichten vom mittleren Bathon (Dogger) bis zum mittleren Malm bauen diesen Teil des Plateaus auf, wobei nun auch wieder Brüche eine größere Rolle in der Struktur des Bodens spielen. Durch das Zusammentreffen mehrerer Umstände kommt es hier auch zu einer reichen Entwicklung des Seenphänomens; nicht weniger als acht, zumeist abflußlose Seen von nicht unbeträchtlicher Ausdehnung bilden eine Zierde der anmutigen Landschaft, zu deren Reizen auch noch die tiefen, waldigen Täler des Hérisson mit seinen zahlreichen Kaskaden und des Drouvenant beitragen. Der Ain windet sich, von einer ca 30 m hohen Schotterterrasse begleitet, in westlicher Richtung durch das weite Becken von Champagnole, aus dem der 789 m hohe Mont Rivel 260 m über die Talsohle nahezu inselartig emporragt. Die große Breite des Tales, über das die Plateauhöhen mit scharf ausgezackten Steilrändern rund 200 m sich erheben, deutet auf eine sehr beträchtliche seitliche Erosionsarbeit des Hauptflusses, während auf den Höhen die Anzeichen einer nivellierenden Flußtätigkeit fehlen und die Kalkschichten durch flächenhaft wirkende chemische Lösungsvorgänge vernichtet wurden, so daß im geologischen Kartenbild die älteren Horizonte unter den nächst jüngeren fensterartig zutage treten. Gleichsam transgredierend breiten sich darüber die Reste einer Decke glazialer Bildungen, so daß wir es hier mit einer präglazialen Denudationstätigkeit zu tun haben, deren Leistungen viel bedeutender waren als die seit Ablagerung der jüngsten Schotter. Unterhalb Crotenay tritt der Ain an die oben genannte Forêt de l'Euthe heran und wendet sich scharf, ins Streichen des Gebirges eintretend, nach SSW. Sein Tal bleibt breit, von ausgedehnten Schotterflächen erfüllt, in die der Fluß bis 80 m tief eingeschnitten ist und durch die der anmutige See von Chalain in einem Nebental abgedämmt wird. Im Tale des Hérisson liegen in ähnlicher Situation die beiden langgestreckten Seen von Chambly, durch eine Fläche alten Seebodens getrennt. Südlich der Linie Lons-le-Saunier—Clairvaux tritt der Ain in das stärker gefaltete Gebiet ein, worauf sein Tal den oben beschriebenen Cañoncharakter annimmt.

Folgt man der genannten Querlinie von Clairvaux an weiter gegen O, so steigt man vom breiten, malerischen Tale des Drouvenant, dessen Gehänge nahezu senkrechte, horizontal geschichtete Kalkwände bilden, auf die waldreichen Höhen des Plateaus empor bis zu der stark gestörten Kreidemulde von Bonlieu, in der die abflußlosen Seen von Bonlieu, la Motte, Narlay und Maclu liegen. Die nun folgende Antiklinale der Forêt-Royale de Bonlieu, ca 1000 m (auf neueren Karten auch F. de la Chaux-du-Dombief genannt), hat einseitigen Bau. Im reduzierten Westflügel sind die Schichten stark aufgerichtet und abgewittert, während sie gegen O sich verflachen. Der Anstieg zur Höhe des Gewölbes, also dessen oft mauerartiger Steilabfall gegen W bedeutet die Scheidewand zwischen dem 500—600 m hohen zweiten Juraplateau von Champagnole und dem nun nach O folgenden, 800—900 m hohen Plateau von St.-Laurent, und er liegt genau in der Fortsetzung



jenes Abfalls der Forêt de la Sourde und de Macretet, der im südlichen Plateaujura ebenfalls ein niedrigeres westliches und ein höheres östliches Plateau unterscheiden ließ. Ungemein jäh vollzieht sich nun der landschaftliche Wechsel, wenn man senkrecht zum Streichen des Gebirges gegen O fortschreitet. Aus dem wildromantischen Gebiet der Forêt-Royale mit ihren herrlichen Wäldern, Felsmauern, Seen und Wasserfällen gelangt man mit dem Verflächen der Schichten in die eintönige Karstlandschaft um St.-Laurent mit ihren Torfmooren und mageren Wiesen. Doch kommt hier der typische Juraplateaucharakter nicht auf weiten Flächen zur Geltung, da die tiefen Täler der Ainzuflüsse, Laime und Saine, die sich bei Syam vereinigen, eine ausgiebige Auflösung des Plateaus besorgen. Gegen N aber setzt sich der markante Steilabfall fort als Bois de Côte-Poire (780 m) nördlich von Syam und sodann bis Chapois als Montagne de Fresse (888 m) mit dem tiefen Antiklinaltal des Anguillon und biegt schließlich an Schärfe verlierend als Forêt du Scay (904 m) nach NO um; an seiner Ostseite erstrecken sich nun die ausgedehnten Plateauflächen von Nozeroy und Pontarlier bis an die Grenze des Plateaujura überhaupt.

Wir wenden uns zunächst diesem Plateau zu, das im W durch die eben beschriebene Landstufe, im O durch die ersten Höhen mit deutlicherem Gewölbebau eine recht deutliche Begrenzung erfährt. Nur als Orientierungslinie, nicht als morphologische Grenze diene im N der Straßenzug Salins—Levier—Pontarlier. Am Aufbau dieses so begrenzten, durchschnittlich 800—900 m hohen Gebiets beteiligen sich vorwiegend obere Malmkalke in sehr flacher Lagerung, doch von zahlreichen Bruchlinien mit mäßiger Sprunghöhe durchsetzt. Die bedeutendste dieser Linien zieht vom Südende der Montagne de Fresse über Plénise nach NO; auf dem östlichen abgesunkenen Flügel haben sich in größerer Ausdehnung Kreideschichten erhalten, auf denen ein dichteres Flußnetz sich entwickelt. Hier, nahe dem Westrand des Plateaus, entspringt unweit Nozeroy der Ain, der unterhalb Sirod das Gewölbe des Bois des Épernois durchbricht, worauf ihm bei Syam die hier mündende Saine die Nordwestrichtung nach dem Becken von Champagnole aufdrückt. Durch die Mitte des Gebiets aber zieht sich ein mehrere Kilometer breiter Streifen glazialer Ablagerungen, an die sich eine reichere Wiesenkultur knüpft. Hier liegen auch die flachen Moränenseen Étang de Frasne und Étang du Fourg, und nach NO sammelt der unterhalb Pontarlier in den Doubs mündende Drugeon seine Gewässer und schlängelt sich durch ein teilweise versumpftes, von kleinen Moränenhügeln durchsetztes Land. Es liegt hier die Wasserscheide zwischen den beiden größten Flüssen des Plateaujura, Doubs und Ain, ganz im flachen Lande. Das ganze Gebiet beherrscht der schon vielfach geschilderte, äußerst monotone Landschaftstypus der Juraplateaus; doch tragen die höheren Malmkalkflächen, namentlich um Andelot und Boujeailles noch einen schönen Waldbestand, während gegen O, z. B. auf der Hauteur de St.-Andrée die Karsthaide überwiegt.

Im SO erheben sich nun die ersten Höhen mit echtem Gewölbebau; es sind zumeist stark abgetragene Antiklinalen aus oberem Jura, in die sich sog. Brachysynklinalen mit mandelförmigem Grundriß, zumeist im Kern von Kreideschichten erfüllt, legen, und deren oft sehr komplizierte Struktur wohl schon der Zone der hohen Ketten angehört[1]), während die bedeutende Abtragung der Gewölbe und die geringe Austiefung der Mulden noch immer den Plateaucharakter vorherrschen läßt. Aus der Gegend von La Chaux-du-Dombief zieht das breite Gewölbe der Forêt du Haut-Joux, von den tiefen Quertälern der Laime und Saine durchbrochen, gegen NO, das Becken von Nozeroy gegen SO begrenzend; es gabelt sich in zwei Äste, von denen der westliche in der Montagne de St.-Sorlin 1240 m erreicht. Er setzt sich, vom Drugeon durchbrochen und an Höhe abnehmend,

[1]) Zur Struktur: Fournier, Études sur la tectonique du Jura franc-comtois (Bull. soc. géol. 4. série, I, 1901, S. 97 ff.).

aber in zunehmender Breite als Montagne du Laveron nach NO bis an die Querlinie Pontarlier—La Cluze fort. Die längste Mulde dieses Gebiets, überhaupt eine der längsten und bemerkenswertesten im Jura (als topographische Form über 40 km lang) ist diejenige, in deren südlichem und breitestem Teile St.-Laurent liegt, und wo Laime und Saine entspringen. Ungefähr in ihrer Mitte liegt in 970 m Höhe die Wasserscheide zwischen Doubs- und Aingebiet. Im Kern vorwiegend von Kreideschichten gebildet, die aber vielfach von fluvioglazialen Schottern verhüllt sind, zieht sie über Mouthe nach NO weiter, enthält den Doubslauf von seiner Quelle bis zu seiner plötzlichen Umbiegung bei Rochejean und endet stumpf an der oft genannten Blattverschiebung bei Les Hôpitaux. Ihre westliche Begrenzung bildet der östliche Zweig der gespaltenen Antiklinale der Forêt du Haut-Joux, der ohne einheitlichen Namen und mit Höhen von wenig über 1000 m, kaum 100 m über den angrenzenden Muldentälern weiterstreicht. Drei Senkungen der Kammlinie, bei Le Bray, in der Doubskluse bei Rochejean und bei St.-Antoine ermöglichen eine dreimalige Verbindung der Mulde von Mouthe—Rochejean mit der nächst westlichen, die das Seental von Remoray und St.-Point enthält und die sich gegen SW bei Les Pontets zwischen den beiden Ästen des Gewölbes der Forêt du Haut-Joux spitz auskeilt. Der Doubs kreuzt nach seinem Austritt aus dem See von St.-Point in rein nördlichem Laufe schräg die Schichten und findet schließlich durch die letzte Synklinale, die von Oye, seinen Ausweg nach der Querfurche bei La Cluze. In dieser letzten Mulde aber, die auch den See von Malpas enthält, entspringt der Drugeon, bleibt ihr bis Vaux treu und durchbricht dann die Montagne du Laveron. So finden wir in diesem Übergangsgebiet von Ketten- und Plateaujura nicht nur den Gewölbebau, sondern auch die rostförmige Gliederung mit ihrem steten Wechsel von Längs- und Quertalstrecken wieder; doch erinnert der landschaftliche Eindruck noch lebhaft an die weiter westlich gelegenen, weniger gestörten Plateaus.

Den Abschluß dieses Gebiets gegen SO bildet der mächtige, von herrlichen Karstwaldungen bedeckte Rücken des Mont Risoux (1423 m), der im S mit steilen Gehängen gegen das tiefe Quertal der oberen Bienne bei Morez, einer ausgesprochenen Straßensiedelung, gegen O ebenso gegen das breite Längstal der oberen Orbe abfällt; im S ist er durch die von Kreideschichten und mächtigen Schottermassen erfüllte Mulde der Combe de Morbier, in deren Fortsetzung das Biennetal unterhalb Morbier eingeschnitten ist, in zwei Äste gespalten und setzt sich nach N als Noirmont (1310 m) und Mont d'Or (1463 m) fort. Er ist gebildet von einer einzigen, bis zu 10 km breiten, ziemlich regelmäßigen Antiklinale aus obersten Malmkalken, bringt also am schönsten den Typus der kofferförmigen Gewölbe mit plateauartiger Scheitelregion zum Ausdruck, im Gegensatz zu den schmäler und schärfer gebauten Antiklinalen des Kettenjura. Eine sehr eigentümliche, von einer Straße benutzte Tiefenlinie ohne einheitliche Entwässerung, die Combe des Cives, durchsetzt die ganze Masse des Mont Risoux in nahezu N—S-Richtung; in ihr liegen zwischen Moränen eingebettet zwei kleine, abflußlose Seen, Lac des Mortes und Lac de Bellefontaine. Der südlichste Teil ist durch den Bach Évalude zur Bienne bei Morez entwässert und stellt ein an Oxfordschichten geknüpftes »Comben«-Tal dar, in dem ca 50 m mächtige Moränen mit prächtigen Abspülungsformen erschlossen sind. Somit ist die Ketten- und Plateaujura trennende Tiefenlinie erreicht, die wir vorher bis auf das Plateau von Les Rousses verfolgten. Dieses stellt eine sehr bedeutende, ca 1100 m hohe Ausweitung der Mulde des obersten Orbetales dar, von Kreideschichten erfüllt und von jurassischen Moränen teilweise bedeckt, im S durch den tiefen Einschnitt des Tales des Bief de la Chaille von den Plateauflächen von Prémanon getrennt. Der Mulde gegen NO folgend treffen wir zuerst den kleinen, bräunlichen See von Les Rousses, mitten in Torf- und andere quartäre Bildungen eingebettet. Aus ihm entströmt als kleiner Bach

die Orbe, die zuerst im breiten Tale unsicher hin- und herpendelt, bis sie bei Le Sentier den anmutigsten aller Jura-Seen, den langgestreckten, grünen Joux-See erreicht. An seinem Nordende, wo er mit dem See von Les Brenets zusammenhängt, ist die Orbe-Mulde durch den Beginn jener oft genannten Transversalverschiebung abgesperrt, die nun nach N in das Becken von Vallorbe eintritt und als wichtige Tiefenlinie bis nach Pontarlier reicht. Die talgeschichtlichen Verhältnisse längs und zu beiden Seiten dieser Linie müssen im Zusammenhang an späterer Stelle gewürdigt werden.

3. Der nördliche Plateaujura: Das sequanische Plateau.

(fr. Sp. K. Besançon 126, Ornans 127 u. Montbéliard 114.)

Wir haben nunmehr den Plateaujura bis zur Querlinie Pontarlier—Levier—Salins durchwandert und erkannt, daß der Plateaucharakter sowohl an seinem West-, als an seinem Ostrand abgeschwächt ist, und daß durch seine Mitte eine markante Landstufe hindurchzieht, die eine höhere Plateauregion im O von einer niedrigeren im W trennt. Nördlich der eben genannten Linie hören diese Merkmale, abgesehen von der weiteren Entwicklung westlicher Randketten, auf; der Plateaujura erreicht nun seine größte Breite, seine morphologischen Charakterzüge herrschen ununterbrochen und in der reinsten Entfaltung auf dem ganzen weiten Raume vom Doubstal im O bis zu den nördlichsten Ausläufern der »région des vignobles«, die gerade bei Salins ihre größte Breite erlangt.

Salins, die alte Bäderstadt, deren Salzquellen sich an Salzvorkommnisse im Keuper knüpfen, liegt im engen, stellenweise schluchtartigen Tale der Furieuse, beherrscht von zwei imposant gelegenen Forts. Für die Struktur seiner Umgebung wird eine Anzahl von stark zerbrochenen Antiklinalen maßgebend, und in diese Zone der westlichsten Auffaltung gehört auch der Mont Poupet (853 m), der durch seine Höhe und Massigkeit der dominierende Punkt der Landschaft wird, in welcher nun eine allgemeine Erniedrigung Platz greift. Gegen W kehrt er die in Wänden abgebrochenen, steil aufgerichteten Schichten; er bildet auch den Konvergenzpunkt einer Schar von Bruchlinien, durch die an vielen Stellen nochmals die Keuper- und Liasmergel an den Tag gebracht sind. In der Fortsetzung des Mont Poupet streichen rein nördlich eine Reihe von Faltenzügen mit Höhen über 500 m, deren Anordnung den kapriziösen Lauf der Loue bedingt. Nach ihrem Austritt aus dem echten Plateaugebiet und ihrer plötzlichen Umbiegung nach S bei Chenecey fließt sie als ruhiges Wasser in ziemlich engem Antiklinaltal bis Quingey, das sich bald zu einem breiten, flachen, vielfach versumpften Troge erweitert, in dem sie die Furieuse aufnimmt; schon als ansehnlicher Fluß biegt sie scheinbar unvermittelt nach N auf, umzieht in weitem Bogen die westlichste Randkette und tritt schließlich in die Bresse hinaus. Trotz den geringen Höhen herrscht hier oberhalb der Zone des Weinbaues auf großen Flächen Verkarstung, und nur auf den Gipfeln deckt ein dürftiger Buschwald den Kalkboden, dessen Dekomposition das Material zu dem überall vorkommenden braunen Lehm gegeben hat. Nach N nimmt die Zahl der Randfalten ab, sie schlagen die Nordostrichtung ein, und schließlich werden die zwei letzten vom Doubs in merkwürdig gewundenem Laufe ober- und unterhalb Besançon, der altertümlichen, stark befestigten Hauptstadt des Département Doubs, gekreuzt. Für das ganze nach O zu gelegene Land, im N bis an die den Plateaujura abschließende Lomont-Kette reichend, wird nun die nahezu horizontale, nur durch unbedeutende Bruchlinien gestörte Lagerung der fast ausschließlich herrschenden Kalkschichten zur Regel, die seit ihrer Hebung eine beträchtliche Abtragung erfahren haben. Immerhin läßt die Karte doch noch eine Zahl sehr weiter Falten (plis à vaste amplitude) erkennen, deren NO—ONO-Richtung die Hauptlinien des schwach gegliederten Reliefs bestimmen, und in dessen Höhenachsen die widerstandsfähigsten Schichten auftreten, zwischen denen

die horizontale Lagerung in den synklinalen Plateaus vorherrscht. Den landschaftlichen Charakter aber beherrscht das Karstphänomen, das gerade hier in aller Formenfülle zur Geltung kommt. Den Mittelpunkt dieses Gebiets bildet das alte Städtchen Ornans (ca 300 m), im tiefen Tale der Loue, die Heimat des großen Gustave Courbet, dessen Gemälde die typischen Züge der Landschaft in überzeugender Treue vor Augen führen. Auf den eintönigen, schwach welligen Hochflächen herrscht Wiesen- und armselige Feldwirtschaft; auf große Räume ist durch das Auftreten geschlossener Hohlformen die Gleichsinnigkeit des Gefälles aufgehoben, während durch die Mitte der Plateaus die Loue in stellenweise großartigem, gewundenem Cañon hindurchzieht. Von ihr drängen sich zahlreiche kurze, oft wasserlose Seitentälchen in das Plateau hinein, mit teilweise bewaldeten Gehängen und sackförmigem steilem Talschluß, durchaus an Oxfordmergel geknüpft, in gleicher Weise wie das Haupttal die Plateaus zersägend und die gleichen Gehänge modellierend erzeugend: über einem Talus von Dogger- und Oxfordschichten bilden die Rauracienkalke eine steile, ca 100 m hohe Mauer, die ihrerseits von einer flachen Kuppe oberer Malmschichten überragt ist, die nun das herrschende Schichtglied im Aufbau der Plateauflächen bilden. Dieser Charakter der unvollkommen zersägten Plateaulandschaft kehrt auch wieder längs des bedeutendsten Nebenflusses der Loue, des Lison, in dessen Quellgebiet die Landschaft geradezu großartige Formen aufnimmt; zumal in dem freundlichen Talkessel von Nans, wo von allen Seiten tief eingerissene Schluchten mit pittoresken Felswänden, an deren Fuß mächtige Quellen entspringen, zum Lison zusammenlaufen.

Die ganze Plateaumasse steigt im allgemeinen recht allmählich von 400 m im NW, östlich von Besançon, bis auf rund 1000 m im O, nahe den Ufern des Doubs, an. Im nordwestlichen Teile bedingt die schwache Auffaltung des Bodens in der Forêt du Gros-Bois bei Le Hôpital nur eine geringfügige Anschwellung der Plateaus; sie erhebt sich mit 703 m nur 200 m über die westlich, nur 130 m über die östlich gelegenen Flächen. Eine größere Unterbrechung der Gleichförmigkeit der Höhenverhältnisse und der Einfachheit des geologischen Baues bedeutet eine Reihe von Höhenzügen, die in Nordostrichtung das Plateau durchsetzen und vom obersten und wildesten Teile des Loue-Cañon bei Mouthier durchschnitten werden. Wir haben es da mit einer ganzen Schar von durch Brüche zerstückelten Faltenzügen zu tun, von denen der östlichste als Mont Chaumont 1122 m erreicht und zwischen denen das ausgedehnte Polje von Arc-sous—Cison sich ausbreitet. Der einfachere Schichtbau und die gleichmäßigen Höhen kehren nun gegen SO in der wiesenreichen Umgebung von Ouhans und Bugny wieder, bis der Grenzwall des weiten Beckens von Pontarlier und damit der Doubs erreicht ist.

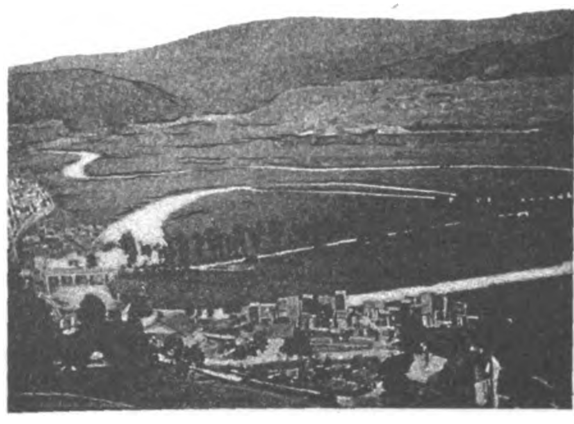


Fig. 8. Talkessel von Morteau mit den Mäandern des Doubs gegen O.

Der Doubs fließt unterhalb der Mündung des Drugeon in einer Kreidemulde nordöstlich von Longeville, dann unabhängig vom Schichtbau mehr nördlich durch ein enges, felsiges Tal, durchmißt nun in großen Mäandern das Neokombecken von Morteau (Fig. 8), das den westlichen Zweig der langen Synklinale von Les Allemands bildet, während der östliche über Villers-le-Lac und Les Brenets längs des Doubs streicht, der nach seinem Austritt aus dem Becken zur Grenze des Plateaus der Freiberge wird. Das

Plateau westlich des Doubs bis etwa zum Dessoubre besteht aus einer großen Anzahl von Falten, die aber infolge der weitgehenden Abtragung oberflächlich kaum zum Ausdruck kommen. Eine tiefe Unterbrechung dieser gleichförmigen Landschaften um Russey, Maîche und Pierre-Fontaine bildet das tiefe Tal des Dessoubre und seines Nebenflusses, der Riverotte, während weiter westlich der Audeux in ähnlicher Weise die dort ungestörte Plateaulandschaft zerschneidet. Aber abgesehen von diesen Flüssen findet man keinen größeren Bach, der zur Belebung des Landschaftsbildes beitrüge. Nur die von Doubs und Dessoubre umflossene Halbinsel, Haute-Montagne genannt, mit mittleren Höhen von 800—900 m und kulminierenden Rücken bis nahe an 1100 m, entbehrt nicht ganz der landschaftlichen Reize; sonst ist der Charakter der Eintönigkeit der herrschende.

Das Land senkt sich nun gegen N und NW zu den Moyennes-Montagnes mit ähnlichen welligen Formen in mittleren Höhen von 650—700 m und wird im N durch eine Tiefenlinie abgeschlossen, die vom Doubs bei Baume-les-Dames nach W im engen Tale der Cuisance nach dem poljeähnlichen Becken von Sancey zieht und sodann im gleichfalls tief eingeschnittenen Tale der Barbêche abwärts den Doubs bei Noirefontaine wieder erreicht. Nördlich dieser Linie steigen die Schichten zu dem flachen Gewölbe der Lomont-Kette auf, das genau W—O streichend vom Doubs oberhalb Pont-de-Roide rechtwinklig zur Achse in engem Tale durchbrochen wird. Als einfaches Doggergewölbe mit Kammhöhen von über 500 m im W und über 800 m im O, ca 300 m über die flache Umgebung aufragend, bildet die Lomont-Kette einen auffälligen Abschluß des ganzen Plateaujura, in derselben Weise, wie ihre Fortsetzung, die Mont-Terrible-Kette den Kettenjura abschließt. Nördlich davon liegt das Vorland der gefalteten Region, dessen morphologische Grundzüge uns bereits beschäftigt haben.

V. Kapitel.

Geschichte des jurassischen Bodens seit dem Beginn der Faltung.

Der kurze Überblick über die Struktur des Jura vergewisserte uns von dem Alternieren vorwiegend einfach gefalteter Zonen und solcher, wo neben der Faltung auch Brüche für den inneren Bau bestimmend werden. Wir nahmen dabei den heutigen Raum des gehobenen Gebirges als den Platz einer ursprünglichen Geosynklinale an, in der unter beständiger Senkung des Bodens Sedimente abgelagert wurden, bis nach ihrer endlichen Ausfüllung die Hebung der Sedimente wesentlich unter Faltungserscheinungen erfolgte.

1. Alter der jurassischen Faltung.

Das Alter der definitiven Faltung des Jura, der er seinen heutigen Bau verdankt, ergibt sich im allgemeinen durch den Hinweis auf seinen innigen Zusammenhang mit den Westalpen. Beide sind junge Faltungsgebirge aus der zweiten Hälfte der Tertiärzeit. Doch beweisen Diskordanzen innerhalb der gefalteten Schichtreihe, daß schon vorher Bewegungen des Bodens, allerdings in bescheidenem Ausmaß stattgefunden haben. Am Schlusse der Juraperiode herrschten im ganzen Jura kontinentale Verhältnisse, und diese wiederholten sich im nördlichen Teile des Gebirges mindestens schon in der zweiten Hälfte der Kreidezeit, während das Eocän für den ganzen Jura eine zweite Kontinentalperiode bedeutet.

Es finden sich daher im nördlichen Jura Diskordanzen zwischen den obersten Malmschichten und den ersten geschichteten Tertiärablagerungen; ebenso existieren solche zwischen den einzelnen Stufen des Tertiärs, wobei jedoch stets auch eine stratigraphische Lücke vorhanden ist, die mit einer Zeit der Erosion und Abtragung zusammenfällt. Die Diskordanzen im Tertiär sind aber beschränkt auf das Gebiet nördlich von Delsberg, während südlich davon nur stratigraphische Lücken vorhanden sind[1].

Nirgends aber können wir eine Faltung älter als die letzten Molasseschichten erkennen. Die hauptsächliche Aufrichtung des Gebirges fand erst nach deren Ablagerung statt; allenthalben finden wir die Molasse in die Faltung einbezogen, und der große Zeitraum von den jeweils jüngsten Tertiärschichten bis zur Gegenwart ist gekennzeichnet durch die Wirkungen der gebirgsbildenden Kräfte einerseits, anderseits der zerstörenden und umgestaltenden Kräfte des Landes.

Wenn nun auch damit die Frage nach dem zeitlichen Beginn der Faltung in einfacher Weise gelöst ist, so komplizieren sich die Verhältnisse, wenn es sich um den örtlichen Beginn und die Richtung des Fortschreitens der faltenden Bewegung handelt.

Dieses Problem ist bis in die letzte Zeit für den Jura niemals in Angriff genommen worden, indem man sich mit dem Hinweis auf die mitgefalteten letzten Tertiärschichten und die ungestörten Diluvialablagerungen begnügte und somit den Jura als das Produkt einer einzigen, verhältnismäßig kurzen Faltungsperiode auffaßte. Zuerst hat L. Rollier, ausgehend vom Plateau der Freiberge, durch eine Reihe von Beobachtungen im Berner Jura auf Altersverschiedenheiten in diesem Gebirgsabschnitt aufmerksam gemacht, ohne aber dieser Frage in ihren weiteren Konsequenzen näher zu treten. Kürzlich nun ist Ed. Brückner bei Behandlung des Eiszeitalters im Schweizer Mittelland (Penck-Brückner, Die Alpen im Eiszeitalter, Leipzig, 1903, V. Lief.) auf diese Frage geführt worden und zu dem Resultat gelangt, daß wir es wenigstens in einem Teile des Schweizer Kettenjura mit einer zweimaligen Faltung zu tun haben und daß daher die regelmäßigen Gewölbe des Berner Jura in ihrer heutigen Gestalt sehr jungen Alters sind. (Wir kommen auf Rolliers und Brückners Untersuchungen noch ausführlich zurück). Noch bevor Brückners Ergebnisse mir bekannt werden konnten, habe ich, durch Rolliers Beobachtungen angeregt, die Ausbildung der Reliefformen des ganzen Gebirges verfolgt, und die folgenden Ausführungen sollen einen Überblick über den Gang der tektonischen Bewegungen im Jura und die Ausgestaltung der Juraoberfläche bieten, der in mancher Beziehung von den von Brückner für den Kettenjura gewonnenen Resultaten abweicht, wenn auch zur endgiltigen Entscheidung der hier angeregten Fragen Detailuntersuchungen in hohem Grade erforderlich sind.

2. *Morphologischer Nachweis von Altersverschiedenheiten im Jura.*

Die Frage nach dem örtlichen Beginn der Faltung kann nur in sehr beschränktem Maße auf dem Wege geologischer Forschung in Angriff genommen werden. Im Innern des Gebirges fehlen geschichtete Ablagerungen, angefangen von den letzten Miocänschichten bis zu den jüngsten Diluvialschotttern, also aus der ganzen Zeit, innerhalb welcher sich die Faltung vollzogen haben muß. Auch die Beobachtung von tektonischen Unregelmäßigkeiten, der Unterschied kompliziert und einfach gefalteter Gebiete bietet nicht immer eine sichere Gewähr für den Nachweis von Altersverschiedenheiten, da solche Erscheinungen auch gleichzeitigen Ursprungs sein können, sobald nur die Beschaffenheit der zu faltenden Schichtkomplexe, überhaupt die Bedingungen vor der Faltung verschiedene waren. Es bleibt daher nur die geomorphologische Betrachtung auf dem Wege der Vergleichung verschiedener Formengebiete, die im Jura nur sehr teilweise mit Gebieten verschiedener Struktur zusammenfallen. Wir gehen dabei von den westlichen Randketten des Jura gegen die Bresse aus und suchen die bisher zerstreuten Beobachtungen unter einem einheitlichen Gesichtspunkt zusammenzufassen.

---

[1]) Rollier, 2. supplément &c. S. 165 ff. Diskordante Ablagerung der Molasse beobachtete u. a. Schardt (Extrêmité méridionale &c. S. 154) in der Umgebung des Salève. An der Bötzbergbahn schließen sich an senkrecht gestellte Juraschichten Molasseschichten unter spitzem Winkel an. Rollier erwähnt Diskordanzen zwischen Jura- und Oligocänschichten in der Lomont-Kette (Bull. soc. géol. 3. série, XXIV, 1897, S. 1036), Kilian aus der Gegend von Réchésy im Elsgau (Mém. soc. émul. Montbéliard 1885, S. 20).



A. Die westlichen Randketten.

Aus dem breiten Tale des unteren Oignin in der Gegend von Nantua führt die Straße in einem Trockental durch die Zone der Randfalten nach dem untersten Aintal. Hinter der Ortschaft La Balme eröffnet sich plötzlich ein überraschender Blick auf das tiefe Tal von Cerdon und Poncin. Oxfordschichten bilden hier überall in stattlicher Ausdehnung die Talsohlen und unteren Teile der Gehänge der Täler, von denen sich tiefe Schluchten in die Plateaus hineindrängen; darüber aber erscheinen in Höhen von rund 600 m isolierte Malmkalkerhebungen, durch deren ebene Oberflächen die steil aufgerichteten und intensiv gefalteten Schichten messerscharf nahezu horizontal abgeschnitten werden. Verfolgt man diesen Landschaftstypus nach S, so trifft man eine stark gefaltete Randzone mit einer mittleren Breite von 12—15 km, deren tief gelegene Teile sich ausnahmslos an die wenig widerstandsfähigen Oxfordschichten knüpfen, während die Malmkalke einzelne abgeebnete Tafelstücke bilden. Derselbe Charakter ist auch gegen N herrschend und tritt schlagend zutage, wenn man z. B. vom Aintal bei Bolozon zum Dörfchen Solomiat (609 m) emporsteigt und über die Randketten des Jura hinwegblickt; da verbinden sich diese am Horizont zu einer ausgedehnten Plateaufläche mit gleich hoher und fast horizontaler Kammlinie, in die die Täler bis ca 400 m Höhe eingesenkt sind. Es liegt also hier eine stark abgetragene und teilweise schon zerstörte Gebirgszone vor, in der nur die widerstandsfähigsten Glieder der Schichtreihe in isolierten Tafeln oder kurzen Graten auftreten. Besonders weit ist diese Auflösung in den mittleren und nördlichen Teilen der Randzone gediehen. Alle die kleinen Flüßchen der Bresse drängen sich hier tief nach rückwärts erodierend bis in die schwach undulierte Plateauzone hinein, und ihren engen Cañons im Innern des Gebirges stehen auffallend breite Täler im Vorlande gegenüber. Besonders bemerkenswert ist dies bei Vallière, Seille, Oran und Loue, deren heutige Gerinne in keinem Verhältnis zu der (bei der Seille 4 km) breiten und vollkommen ebenen Talsohle stehen, über die sich das tertiäre Hügelland allerdings selten mehr als 30—40 m erhebt. Es findet also hier eine durch Seitenerosion der Flüsse erzeugte Einebnung des Vorlandes statt, von der aber auch der Gebirgsabfall betroffen wird. So entsteht ein ziemlich unregelmäßiger Verlauf des Jura-Abfalls, die »falaise« wandert unter dem Einfluß von Untergrabung durch Erosion und Abbruch allmählich gebirgseinwärts. Die pliocänen Sande und Tone bedecken diskordant die westlichsten Vorkommnisse der gefalteten mesozoischen Schichten und beweisen so, daß die Auflösung und Zerstörung der Randketten schon am Schlusse des Miocäns weit gediehen war.

Mit dem Vorschreiten nach N innerhalb der Randzone tritt aber ein neues unterscheidendes Moment hinzu. Die oberen Malmkalke, die in dem angrenzenden Senkungsfeld der Bresse unter dem Tertiär zu vermuten sind und noch im Jura des Bugey die Randketten vorwiegend aufbauen, treten nunmehr (carte géol. dét., Blatt St.-Claude) in größeren Partien nur in den östlicher gelegenen Teilen des Gebirges, etwa jenseit des Valouson auf. In der Randzone werden sie gegen N immer seltener, und an ihrer Statt bilden die nicht minder widerstandsfähigen Doggerkalke die höchsten Kämme und Plateaureste, während schon die weichen Lias- und Triasschichten die tieferen Teile des Gebirges zusammensetzen. In der Umgebung von Lons-le-Saunier und Poligny, wo die Zerstücklung der Randzone am weitesten gediehen ist, herrschen Trias und Lias schon unbedingt vor und nur selten hebt sich aus der welligen Landschaft ein Doggerkalkrücken hervor. Zu schärfer akzentuierten Formen entwickelt sich die Randzone erst wieder bei Salins und Besançon; aber wieder erscheinen in den tieferen Tälern des Doubs (sehr deutlich z. B. bei Roche oberhalb Besançon) und seiner Zuflüsse Loue, Furieuse u. a. die aufgerichteten und gefalteten

Schichten durch die Landoberfläche haarscharf diskordant durchschnitten und darüber markiert die Kammlinie der Talgehänge die eingeebnete Fläche.

Die westliche Randzone des Jura zeigt durchweg unverkennbare Spuren einer sehr weitgehenden Abtragung und Einebnung; die Formen der Struktur sind völlig verwischt, die Höhenverhältnisse regeln sich nach dem Grade der Widerstandsfähigkeit der Schichten, und diese Verhältnisse gewinnen nach N an Schärfe. Gleichzeitig beweisen aber die tiefen und jugendlichen Täler eine in kurz verflossener Zeit erfolgte Wiederbelebung der erodierenden Kräfte.

B. Der plateauförmige Faltenjura.

Wir durchwandern nun in ähnlicher Weise die anschließende Zone der eigentlichen Juraplateaus, die im O sich von der Kettenzone mehr oder weniger scharf abhebt. Ein schematisches Profil durch den Jura des Bugey (vgl. Profil I. u. II.) zeigt das Verhältnis zwischen Struktur und Oberflächengestaltung in ausreichend deutlicher Weise. Wir erkennen im allgemeinen drei große, zumeist von Kreideschichten erfüllte Mulden, getrennt durch massige Gewölbe mit breiten Rückenflächen. Die Übereinstimmung zwischen dem inneren und äußeren Baue des Gebirges ist hier fast vollkommen gewahrt; doch nimmt mit der Annäherung an die westliche Randzone die Neigung zu eingeebneten Plateauflächen zu. Die Oxfordschichten sind aber vorwiegend nur in hochgelegenen Antiklinaltälern aufgeschlossen, selten reicht, wie in der Forêt-de-Moussières, die Erosion bis auf die Bajocien-Stufe des Doggers herab. Die Verhältnisse erfahren aber eine allmähliche Änderung nördlich der Querlinie Nantua — Bellegarde. Da treffen wir die an Oxfordschichten geknüpften tiefen Täler der Valouse und des Valouson, des Bief d'Anchey und de Tremontagne. Zwischen Valfin und La Rixouse oberhalb St.-Claude im Biennetal fesselt den Blick wieder die auffällige Konstanz der Kammhöhen, ein einziges ebenflächiges Niveau geht, soweit das Auge reicht, durch die Juraplateaulandschaft um Septmoncel und Cinquetral, in der die Kreidemulden sich kaum als unbedeutende Bodensenken verraten, die Oxford-»Comben« aber tiefe schluchtartige Risse bilden. Auch hier ist die Anlehnung der Oberflächenformen an den inneren Bau fast völlig verloren gegangen, die unvertieften Mulden und abgetragenen Gewölbe verbinden sich zu weiten Plateaumassen. Die heutigen Formen sind das Resultat eines lang andauernden Einebnungsprozesses und von Erosionsvorgängen, die an die am wenigsten widerstandsfähigen Schichten anknüpften und diese in langen Tallinien aufschlossen. Immerhin scheint aber weder die Faltung noch die Zerstörung ihrer Formen so intensiv zu sein, als in der westlichen Randzone, noch schärfer aber ist der Gegensatz gegen die erste und einzige Randkette im O, in der der Gewölbebau auch in der äußeren Form deutlich zum Ausdruck gelangt.

Weiter im N verflachen sich die Schichten der Plateauzone, und in der Region der größten Breite des Gebirges liegen sie bisweilen fast horizontal. Das Ausmaß der Zerstörung des Gebirges können wir hier nicht mehr aus der Vernichtung seiner Strukturformen ablesen, aber wir erkennen es aus dem Fehlen ganzer Schichtkomplexe von großer Mächtigkeit, aus dem nach O abnehmenden Alter der die Oberfläche vorwiegend zusammensetzenden Horizonte und der in gleicher Richtung zunehmenden Höhe des Gebirges. Längs und nördlich der Querlinie Lons-le-Saunier—Clairvaux—St.-Laurent—Morez konnten wir (vgl. S. 51) ein erstes Juraplateau mit Höhen unter 600 m, aufgebaut aus flachlagernden Bathon- und Bajocienkalken, unterscheiden, darauf gegen O folgend das zweite Juraplateau mit Höhen bis zu 800 m, wo zu den Dogger- auch schon untere Malmkalke hinzutreten, und. jenseit des Steilabfalls der Montagne de Fresse erscheinen auf den bis 1000 m hohen Plateaus von Nozeroy und St.-Laurent die ersten Kreidefetzen neben den

vorherrschenden oberen Malmkalken, die dann auch die breiten, über 1200 m hohen Gewölbe der Übergangszone gegen den Kettenjura aufbauen. Die Verbreitung der einzelnen Formationsglieder ist durchaus nur durch Denudationsgrenzen bestimmt, nicht durch alte Uferlinien; die allgemeine Regel also ist die: Je höher das Land, desto jünger seine Schichten. Es hat im W die Abtragung einen viel mächtigeren Schichtkomplex (etwa vom oberen Dogger bis zur Kreide) vernichtet als weiter gegen O, nicht weil die westlichen Gebiete stärker gehoben wurden und dadurch rascher hätten zerstört werden können, sondern es muß der Prozeß der Abtragung im W bereits länger andauern, daher seine Leistungen größer als im O.

Ganz ähnlich liegen die Verhältnisse weiter im N. Die Plateaus nördlich und westlich von Ornans bestehen schon vorwiegend aus Rauracienkalken, östlich davon zumeist aus den jüngeren Sequan- und Portlandkalken, und zu beiden Seiten der Lomont-Kette und am unteren Doubs fehlen diese überhaupt. Es nimmt im Plateaujura das Alter der gebirgsbildenden Schichten nicht nur von N—S (wie bisher stets betont wurde) sondern auch fast ausnahmslos in jeder Querlinie von W—O ab.

Weiter gegen O fällt innerhalb der eingangs gewählten Begrenzung des Kettenjura, seltsam kontrastierend zu den hohen Ketten und großen Gewölben nahe dem Ostrand des Gebirges, das Plateau der Freiberge auf, ein ca 1000 m hohes, intensiv gefaltetes Gebirgsland mit ausgesprochenem Plateaucharakter, dessen morphologischer Habitus auch noch westlich des Doubs in den Gebieten bis etwa an den Dessoubre vorherrscht[1]). Auch hier verraten sich die Formen der Struktur nur in den herausgearbeiteten Malmkalken der Antiklinalkerne, z. B. in der Kette des Spiegelbergs, die Synklinalen liegen in der Plateaufläche. Das stark gefaltete Land ist durch einen langanhaltenden Einebnungsprozeß zu einer Rumpffläche umgestaltet worden.

C. Der kettenförmige Faltenjura.

Auch innerhalb des Kettenjura, wo die Faltungsvorgänge sich noch am deutlichsten in den Formen der Oberfläche spiegeln, gewahren wir einen verschiedenen Grad der Ausreifung des Gebirges. Sowohl im savoyischen Jura als weiter gegen N am Ostrand des Gebirges herrscht vollkommene Übereinstimmung zwischen innerem Bau und der Oberflächengestaltung. Jedem Gewölbe entspricht eine Kette, jeder tektonischen Mulde ein breites Längstal. Die Abtragung hat seit der Hebung des Gebirges nur die wenig mächtige Tertiärdecke und die kretazischen Schichten fortgenommen, und ganz im S reichen diese noch gelegentlich bis auf die Höhe der Kämme hinauf. Die nachfolgende Erosion hat es bisher nur zur Ausbildung weniger hochgelegener Oxfordtälchen gebracht, die Klusen sind verhältnismäßig wenig tief eingeschnitten. Alle Reliefformen tragen ein durchaus jugendliches Gepräge.

Ein merklicher Unterschied zwischen O und W tritt bereits in den Kantonen Waadt und Neuenburg entgegen; in deren westlichen Teilen tritt schon die Neigung zu Plateauflächen und breiten Rücken entgegen, die im angrenzenden Plateaujura zur Regel werden. Da erstrecken sich die weiten, verkarsteten Plateaus von Auberson und Fourgs, die breiten, abgetragenen Gewölbe zwischen dem Tale von Verrières und dem von St.-Immer, getrennt durch unausgetiefte Synklinalen, ebenso stark gefaltet als die östlich anschließenden Ketten des Dent-de-Vaulion, der Aiguille de Beaulmes, des Chasseron u. a. mit ihren scharfen,

[1]) Rollier betonte zuerst (1. suppl. 1893, S. 213, 224 u. 238) diesen Gegensatz und gelangte zur Annahme von Altersverschiedenheiten zwischen den Freibergen und den östlich sich anschließenden Ketten, ebenso zwischen den fast intakten Ketten um Neuenburg und den geöffneten und denudierten Gewölben um Solothurn.

gleichsam jugendfrischen Formen. Weniger Bedeutung kommt hier dem für den Plateaujura wohl verwertbaren Umstand zu, daß das Alter der die höchsten Partien der Ketten zusammensetzenden Schichten gegen S und SO abnimmt. Denn nördlich der Uferlinien der beiden miocänen Transgressionen (vgl. S. 15) wirkten die abtragenden Kräfte des Landes seit dem tongrischen Meereseinbruch, und dieser oligocänen und miocänen Denudation ist wenigstens teilweise das Fehlen ganzer Schichtkomplexe zuzuschreiben; auch die transgredierenden Miocänschichten liegen nach S auf immer jüngeren mesozoischen Schichtgliedern. Aber abgesehen davon erkennen wir in dem verschiedenen Erhaltungs- und Ausbildungszustand der nach dem letzten Rückgang des Meeres von der Struktur geschaffenen oder abhängigen Formen ein verschiedenes Ausmaß der postmiocänen Abtragung, das zur Annahme von Altersverschiedenheiten nötigt. Schließlich ist im Aargauer und Solothurner Kettenjura das aufgebaute Rostgebirge geradezu übergeführt in ein ausgearbeitetes. Hier sind Muldenkämme und Satteltäler die Regel; nicht die Anpassung der Erosion an die Formen der Struktur sondern das fortgeschrittenere Stadium der Ausreifung einer Tallandschaft, die Anpassung an die verschiedene Gesteinsbeschaffenheit, beherrscht den Formenschatz der nordöstlichsten Teile des Gebirges, daher seine außerordentliche Auflösung in kurzkämmige, allseits von tiefen Tälern umgebene, gleichsam herausgeschnittene Erhebungen[1]).

Überblicken wir nun nochmals den heutigen Zustand des Jurareliefs in seinem Verhältnis zur ehemaligen Strukturoberfläche. Wir sahen die intensive Abtragung in den stark dislozierten westlichen Randketten, die gegen N zunimmt, wir konstatierten das Fehlen mächtiger Schichtkomplexe in den nordwestlichen, nur schwach gestörten Plateaugebieten, aber auch die Abebnung der tektonischen Formen sowohl im Gebiet der Freiberge, der Plateaus von Auberson und Fourgs, als auch im südlichen Teile des Gebirges, wo der heutige Plateaucharakter aus einem echten Faltungsgebirge hervorgegangen ist; aus dieser gleichsam greisenhaften Landschaft des Westens kamen wir im Kettenjura nach O und S in das Bereich jugendlicher, wohlerhaltener Strukturformen, während im NO die lang anhaltenden Wirkungen der Erosion keine Plateauflächen sondern ein stark zerstückeltes, abwechslungsreiches Mittelgebirge geschaffen haben. Die nach S zunehmende Höhe des Gebirges ist nicht eine Folge verschieden starker Aufwölbung sondern der verschieden langen Dauer der erodierenden und denudierenden Kräfte[2]). Alle diese Beobachtungen führen zur Annahme von Altersverschiedenheiten innerhalb des ganzen Gebirges; wir gelangen von W nach O und gleichzeitig von N nach S in immer jüngere Gebirgsglieder.

Dieses erste Resultat einer morphologischen Betrachtung des ganzen Gebirges läßt sofort eine Reihe neuer Fragen entstehen. Geschah die Faltung ununterbrochen angefangen von der Ablagerung der letzten Miocänschichten bis zum Beginn der Quartärzeit, so zwar, daß sie in einer gewissen Richtung kontinuierlich fortschritt, oder aber erfolgte sie in zwei Perioden, die durch eine Zeit tektonischer Ruhe getrennt waren, während welcher die Kräfte des Landes auf die neu entstandenen Formen ungestört einwirken konnten? Und, wenn dies der Fall war: Umfaßt schon die erste Faltungsperiode das ganze Gebirge, oder sind

[1]) Diesen Charakter des aufgelösten Kettengebirges im Solothurner Jura mit den »aufgebrochenen« Gewölben, den zahlreichen »Comben« und Klusen erkannte schon Desor (L'orographie du Jura, S. 13, Neuchâtel 1856) und Mühlberg betonte 1893 auf Grund ähnlicher Beobachtungen, namentlich aus der Bloßlegung des Muschelkalks im Aargauer-, Baseler- und Solothurner Ketten- und Tafeljura ausdrücklich, daß der Betrag der Erosion von S nach N an Intensität zunimmt (Ber. d. Exkursion schw. geol. Ges. Ecl. III 1893, S. 460), wobei aber auch der Anteil der Erosion vor der Faltung miteingeschlossen ist.

[2]) Die Auffaltung ist sogar gelegentlich im N stärker als im S; so erreicht das Kimmeridge-Gewölbe des Graitery im Berner Jura mit 1300 m ungefähr die gleiche Höhe wie der Chaumont und M. Sujet über dem Bieler See, wo über dem Kimmeridge noch mehrere 100 m oberster Malmkalke erhalten sind.

seine jugendlichen Teile erst in der zweiten Faltungsperiode entstanden? und schließlich: Welches war das absolute und relative Ausmaß der beiden Dislokationen?

3. *Zwei Dislokationsperioden im Jura.*

Diese Probleme hat Ed. Brückner kürzlich in Untersuchung gezogen (a. a. O. S. 469 ff.)[1]. Er gelangt zunächst aus der einheitlich deckenförmigen Ausbreitung des ältesten Glazialschotters im Schweizer Alpenvorland zu dem Resultat, daß dieses ebenso wie das deutsche Alpenvorland am Beginn des Eiszeitalters eine durch fluviatile Einebnung entstandene Rumpffläche darstellte, die sich von den Alpen zum Jura und zugleich nach N in die Gegend von Koblenz und gegen SW zum Rhônetal unterhalb Genf senkte. Über diese hob sich nahe ihrem Westsaum die Lägern etwa 250 m hoch heraus, während die östlichsten niedrigen Jurahöhen zwischen Limmat und Aare, also der Müsernwald, Eitenberg, Schinzberg, Kestenberg und die Habsburg, gleichfalls im Niveau dieser präglazialen Landoberfläche lagen, deren Westrand erst die Gislifluh und die Schafmatte bildeten. Diese Rumpffläche schnitt also von S in den Rand des Jura ein und erst die spätere Erosion des Eiszeitalters schuf die heutigen Täler. Dann aber findet Brückner eine weit ältere Rumpffläche auf den Höhen des Jura selbst. Er bespricht die (von uns S. 46 erwähnten) Abtragungserscheinungen im Schweizer Tafeljura, betont den scharfen Gegensatz zwischen dem kettenförmigen Faltenjura im O mit seiner Übereinstimmung zwischen dem geologischen Bau und der Oberflächengestaltung, und dem plateauförmigen Faltenjura im W, wo die Falten von einer welligen Abtragungsfläche durchschnitten werden, und gelangt zu dem Schlusse, daß wir im Jura zwei Dislokationsperioden zu unterscheiden haben, eine erste Faltung in postmiocäner, eine zweite in jungpliocäner Zeit, beide getrennt durch eine Zeit der Ruhe, in welcher der ganze Jura eine Abtragung zu einer Rumpffläche erfahren hat. Die erste Dislokation umfaßte den ganzen Jura (die Frage, ob diese Faltung im ganzen Jura gleichzeitig vor sich ging oder in einer gewissen Richtung zeitlich und örtlich vorschritt, erörtert Brückner nicht), die zweite Faltung soll sich nur auf den kettenförmigen Schweizer Jura beschränkt und entweder an schon existierenden, aber eingeebneten Gewölben angesetzt oder mehr schwebende und daher von der pliocänen Rumpffläche nicht diskordant abgeschnittene Schichten ergriffen haben.

Die Hauptstütze für die Annahme einer abermaligen Faltung des Kettenjura ergibt sich für Brückner aus der Diskussion der Profile Rolliers durch den Berner Jura (1. supplém., Profil 9—12 und Livret-guide géol. 1894, Taf. III, Profil 12). Man sieht hier an die fast vollkommene Einebnungsfläche der Freiberge anschließend die Ketten um Moutier sich allmählich emporheben, deren Gewölbebau Brückner der jungpliocänen Faltung zuschreibt. Beim Mont d'Amin, der Tête-de-Rang, beim Chasseral, Montoz u. a. sieht Brückner in den nach W und NW fallenden, die gefalteten Schichten schräg abschneidenden Gehängen die ehemals horizontale und durch die zweite Dislokationsperiode schief gestellte und verbogene Abtragungsfläche und bezeichnet daher diese Ketten als schief gekappte Gewölbe. Uns erscheint eine solche Beweisführung nicht zwingend. Die genannten Gehänge müssen ihre heutige Lage nicht durch nochmalige Faltung und Verbiegung erfahren haben. Die Einebnung muß nicht immer von Anfang an nach Herstellung einer horizontalen Fläche streben; gerade die Gehänge des Chasseral gegen das breite Tal von St.-Immer (der Höhenunterschied von ca 900 m würde also hier das Ausmaß der zweiten Faltung bedeuten) oder des Montoz gegen das Birstal können ebensogut durch Einebnung der westlichen Gewölbeschenkel infolge der vereinigten Wirkungen von Lösung und Ab-

[1]) Vgl. auch Brückner, La morphologie du Plateau molassique et du Jura suisse (Arch. de Genève [4], XIV, 1902, S. 633—642).

spülung erklärt werden. Uns ergibt sich aus den von Brückner angezogenen Profilen Rolliers nur ein nach W zunehmender Grad der Einebnung und daher ein in gleicher Richtung zunehmendes Alter der Strukturformen; in den Freibergen sind fast alle Falten nivelliert, in den Ketten um Münster und St.-Immer sind die Gewölbe im großen und ganzen noch intakt, wenn auch sowohl auf den Flanken als in der Scheitelregion große Schichtkomplexe fehlen, wodurch die ursprünglichen Niveauunterschiede gemindert sind. Eine scharfe Grenzlinie zwischen Gebieten einmaliger und doppelter Faltung vermögen wir nirgends zu erkennen, vielmehr nur einen allmählichen Übergang zu jugendlicheren Formen, der im Neuenburger und Waadtländer Jura, auf den sich Brückners Untersuchungen noch nicht erstreckten, in gleicher Weise wiederkehrt[1]).

Brückner verlegt zwei Dislokationsperioden und die dazwischen liegende Periode der Einebnung des Gebirges in eine einzige Periode der Erdgeschichte, in das Pliocän. Diese Zeit soll hingereicht haben, um den Jura einen ganzen Zyklus durchlaufen zu lassen, und noch eine zweite Dislokationsperiode umfassen. Wenn auch bisher vielfach die Dauer des Pliocäns als einer Zeit wenig mächtiger oder ganz fehlender Ablagerungen unterschätzt wurde, so müßten wir doch unsere Anschauungen über die Raschheit der Faltungs- und Denudationsvorgänge bedeutend modifizieren, wenn tatsächlich das Pliocän eine solche Summe von Leistungen hervorzubringen imstande sein sollte[2]). Zur Herstellung einer vollkommenen Rumpffläche, wie sie Brückner wenigstens für den Kettenjura verlangt, sind offenbar viel größere Zeiträume erforderlich, als sie das Pliocän zur Verfügung stellt. In den nordamerikanischen Appalachien z. B. genügte die Zeit vom Schlusse der Kreide bis zum Pliocän noch nicht, um ein mäßig hohes Mittelgebirge völlig einzuebnen; in der Hercegovina begann die Periode der Einebnung schon am Schlusse des Oligocän und dauerte bis zum Auftreten neuer Krustenbewegungen im Pliocän.

Die Einebnung des nordöstlichen Kettenjura geschah nach Brückner vornehmlich durch Flüsse, die, aus den Alpen kommend, das heutige Mittelland und den mit diesem gemeinsam den Alpenfuß bildenden, eingeebneten Jura querten und ihre Schotter u. a. im Sundgau ablagerten (a. a. O. S. 479). Wir kommen auf diese Frage bei der entwicklungsgeschichtlichen Betrachtung der Juraflüsse noch ausführlich zurück. Aber schon an dieser Stelle möge gesagt werden, daß uns Brückners Aufstellungen auf Grund des bisherigen Materials als noch nicht ausreichend fundiert erscheinen und daher eine weitere Verfolgung der einschlägigen Probleme, die Brückner sich vorbehält, in hohem Maße erforderlich ist.

Den tatsächlichen Verhältnissen, wie sie die morphologische Analyse des ganzen Gebirges erkennen läßt, glauben wir am meisten gerecht zu werden durch die Annahme einer einzigen von NW—SO fortschreitenden ununterbrochenen Faltung; dieselbe erzeugte in jedem Querschnitt zuerst die westliche Randzone, dann die heutigen Plateaugebiete, zuletzt die östliche Kettenzone, wobei wieder in jeder Zone die nördlichen

[1]) Nur im Bereich einfacher und locker gestellter Falten kommen jene Formen vor, die nach Brückner als schief gekappte Gewölbe oder schräg gestellte Einebnungsflächen aufzufassen wären. Die Profile Rolliers durch den östlichen Teil des Berner Jura (2. supplém., Taf. I—III) lassen aber für diesen Teil des Kettenjura, der doch, wenn Brückners Deutung zutrifft, ebenfalls vor seiner zweiten Dislokation schon völlig eingeebnet worden sein müßte, eine solche Auffassung keineswegs zu (vgl. Profil XIII, durch das Gebiet der Hohen Winde nach Rollier), und ebenso wenig die Profile Jaccards durch den Neuenburger und Waadtländer oder die Schardts durch den südlichen Jura.

[2]) Der Betrag der nachmiocänen Denudation läßt sich nur sehr annähernd schätzen, da man immer auch mit der vormiocänen zu rechnen hat; jedenfalls war zur völligen Einebnung des Jura die Abtragung von mindestens 500 m mächtigen Schichten erforderlich; nach dem für Mitteleuropa ungefähr geltenden Maßstab der modernen Denudation von 1 m in 33000 Jahren müßte der erste Zyklus des Jura, vom Beginn der Faltung bis zur Herstellung einer Rumpffläche, rund 16 Millionen Jahre gedauert haben. Dieser Zeitraum und die darauffolgende zweite Dislokationsperiode müßten nach Brückner im Pliocän untergebracht werden, während z. B. Penck die Dauer des ganzen Tertiärs auf nur 10, die des Pliocäns auf ca 2 Millionen Jahre schätzt (Das Alter des Erde, »Aula« I, 1895, S. 14 des S.-A.).

Abschnitte älter sind als die südlichen. Die Faltung begann am Schlusse des Miocäns und dauerte bis tief in das Pliocän, ja vielleicht bis an den Beginn der Quartärperiode. Gleichzeitig geschah die Abtragung des Gebirges, und die Entstehung der Rumpfflächen in den westlichen, bereits zur Ruhe gelangten Teilen des Gebirges fällt in die ganze Zeit vom älteren Pliocän bis zur Gegenwart.

4. *Geringes Ausmaß der zweiten Dislokationsperiode.*

Nur in abgeschwächtem Maße vermögen wir Brückner darin zu folgen, daß dieser Einebnungsvorgang nicht ganz ungestört vor sich ging, sondern von Krustenbewegungen unterbrochen war. Diese scheinen sich aber im wesentlichen auf eine allgemeine Hebung des Gebirges, in manchen Teilen verbunden mit einer Schiefstellung der in Ausbildung begriffenen Rumpfflächen mit einem Gefälle gegen W und NW (vgl. Brückner a. a. O. S. 478) beschränkt, nicht eine abermalige Faltung gewisser Gebirgsstücke bedeutet zu haben[1]. Die Resultate dieser nochmaligen Hebung zeigen sich namentlich in der Beschaffenheit der großen Juratäler, z. B. des Ain und Doubs, und überhaupt in einer Neubelebung der Erosion, besonders am Westrand des Gebirges, wovon später im Zusammenhang die Rede sein soll.

Die Annahme eines sehr jungen Alters der östlichen Randketten, namentlich im südlichen Jura, wurde kürzlich auch von der geologischen Seite her ausgesprochen. Äberhardt konnte an mehreren Lokalitäten nördlich des Genfer Sees (bei La Côte unweit Bougy, bei Mont-la-Ville und Beguins), die nur 3—5 km von der ersten Jurakette entfernt sind, in den unmittelbar über der Molasse liegenden Diluvialschottern keine Jurageröll̈e entdecken, während sie in den höher liegenden Schottern an den gleichen Stellen sehr häufig sind[2]. Er schließt daraus, daß zur Zeit der Ablagerung jener Schotter, die er als Deckenschotter auffaßt, der Jura, wenn überhaupt schon gehoben, es jedenfalls noch nicht soweit war, daß die mesozoischen Schichten entblößt waren, und versetzt daher den Beginn der definitiven Hebung des Jura in das sog. »mésoglaciaire« (Hochterrassenzeit). Die Schlußfolgerungen Äberhardts erscheinen aber entkräftet durch die Untersuchungen Brückners, der die fraglichen Schotter der Niederterrassenzeit zuweist[3].

Gleichfalls aus geologischen Gründen glaubte Schardt wenigstens für den südlichen Jura ein Vorschreiten der Faltung von SO nach NW annehmen zu müssen[4]. Im Tale der Valserine fehlt die obere Meeresmolasse, weiter westlich kommt sie noch vor; es ist daher der östliche der beiden, von demselben Becken sich abzweigenden Golfe früher trockengelegt worden und daher soll die Hebung des Gebirges sich zuerst im O geäußert haben. Diese Beobachtung läßt sich wohl mit der für das ganze Gebirge geltenden Tatsache vereinbaren, daß allgemein ein allmähliches Zurückweichen des letzten Tertiärmeeres gegen SW und SO stattfand, ohne daß aus ihr ein Schluß auf das Alter der Faltung in den einzelnen Gliedern des Gebirges abgeleitet werden könnte.

5. *Isostatische Anpassung im Jura.*

Die Annahme des Vorschreitens der faltenden Bewegung im Jura von NW gegen SO steht übrigens mit theoretischen Erwägungen keineswegs in Widerspruch. Der lange andauernde Sedimentationsprozeß der mesozoischen und teilweise auch der tertiären Periode entnahm große Massen dem im N und NW des heutigen Jura gelegenen alten Lande, die längs dessen Küsten angehäuft wurden. Auch zur Zeit, als die Faltung begann und im Gebiet des südlichen und östlichen Jura das Meer sich zurückzog, herrschten über den größten Teil des heutigen Mittel- und Westeuropa Landzustände, die Umrisse des Kontinents waren in großen Zügen bereits festgelegt. Das Bestreben, die eingetretenen Verschiebungen in der Massenverteilung auszugleichen, führte schließlich zur Einleitung einer Massenbewegung, die von dem belasteten Meeresboden im S und SO nach dem durch die Sedimentation entlasteten Lande im N und NW sich richtete und zur Neuangliederung von Landmassen unter Faltungserscheinungen führte. Die gleichzeitig aus der Abkühlung des Erdkörpers sich ergebende Kontraktion steht damit nicht in Widerspruch;

[1] Aus gewissen tektonischen Unregelmäßigkeiten in den Freibergen schließt auch Rollier auf fortgesetzte orogenetische Bewegungen nach der Hauptfaltung (1. supplém. S. 238).
[2] Étude sur les alluvions anciennes des environs de Genève (Ecl. VII, 1903, Nr. 4, S. 271—85).
[3] Brückner, Alpen im Eiszeitalter, 6. Lieferung, S. 565.
[4] Études géolog. sur l'extrémité méridionale du Jura (Bull. soc. vaud. XXVIII, 1891/92, S. 159).

denn für ihre Kräfte sind bestimmte Richtungen nicht von vornherein gegeben, diese scheinen allein durch die verschiedene Massenverteilung bedingt zu sein. Die Bewegung der abgelagerten Massen gegen das alte Land mußte zuerst im NW an der alten Küste beginnen, weil dort die größten Störungen der ursprünglichen Massenverteilung vorlagen, und pflanzte sich nach SO in der Richtung des Rückzugs des letzten Meeres fort. Wir haben es also bei der Faltung des Jura allerdings mit einem nach NW gerichteten Schube zu tun, der vom tertiären Meere im heutigen Schweizer Alpenvorlande nach dem tertiären Lande im NW gerichtet war, und damit stimmt die Beobachtung der in der Mehrzahl nach NW überliegenden Falten, der Überschiebung der Falten über den starren Tafeljura u. a. überein; die Neuangliederung von Land aber geschah in umgekehrter Richtung; es wurden zuerst am Schlusse des Miocäns die nordwestlichen Teile des Jura angeschlossen und gefaltet, die von den Transgressionen der mediterranen Tertiärmeere verschont geblieben waren, wo also ein Stück Festland noch vor der Einbeziehung in die Faltung bestand; dann erfolgte im Pliocän die Trockenlegung der Bresse und Dombes und neue Faltungszonen wurden angegliedert; die östlichsten Ketten scheinen ihre erste Anlage wohl auch schon gleichzeitig mit den westlicher gelegenen erhalten zu haben, aber ihre heutige Gestalt ist erst ein Produkt der letzten Abschnitte der tertiären Zeit.

Diese Auffassung der Grundlagen der jurassischen Faltung wurde schon viel früher für ein anderes, dem Jura in vielen Beziehungen verwandtes Kettengebirge, die nordamerikanischen Appalachien, ausgesprochen [1]). Dort liegen die Verhältnisse ganz analog, nur die Richtungen sind vertauscht. In Amerika lag der paläozoische Kontinent, der das Material zum späteren Aufbau der Appalachien lieferte, im SO, das Meer, in dem seine Trümmer abgelagert wurden, im NW. Die faltende Bewegung war auch hier überall nach der Küste, in diesem Falle gegen SO gerichtet; hier setzte sie zuerst ein, hier geschah am frühesten die Neuangliederung von Land und schritt westwärts fort. Schließlich wurde auch im Balkan ein Vorrücken der Faltung von der alten Masse, hier von S nach N, konstatiert [2]). In allen drei Fällen sind die an die alten, starren Küsten angeschlossenen Falten die ältesten, die von ihr am weitesten entfernten die jüngsten.

6. *Beziehungen des Jura zu den Alpen.*

Die jurassische Faltung steht in engem Zusammenhang mit der alpinen. In den Westalpen sind wohl zweifellos die nördlichsten Ketten die jüngsten. Die Aufstauung der Falten geschah also im Jura und in den Westalpen fast gleichzeitig in umgekehrter Richtung gegen die sie heute trennende große Schichtmulde des Alpenvorlandes. Diese muß einst, als die Falten von Jura und Alpen ihren Anfang nahmen, viel weiter nach NW und SO gereicht haben, ja sie ist vielleicht nur der Rest einer gewaltigen Geosynklinale, aus der Alpen und Jura hervorgegangen sind. In der jüngsten geologischen Vergangenheit ist sie noch die Ursprungsstätte stets neuer Faltenzüge, die sich an die schon bestehenden harmonisch angliedern und dieses Senkungsgebiet von beiden Seiten einengen. Die bisher letzten Äußerungen von Krustenbewegungen sehen wir von alpiner Seite in Hebungen und Verbiegungen der ältesten Diluvialschotter (vgl. Brückner a. a. O. S. 458, 563, 525 u. a. O.), von Seite des Jura in den jugendlichen, gegen das Rückland steil abfallenden östlichen Juraketten und in nachträglichen Störungen des ganzen Gebirges [3]).

7. *Beziehungen des Jura zur Bresse.*

Auch im ausgedehnten Senkungsfeld der Bresse und Dombes am Westrand des Gebirges sind jugendliche Krustenbewegungen eingetreten. Dieses Gebiet erfuhr seine erste Anlage gleichzeitig mit dem Beginn der jurassischen Faltung, indem sich eine tiefe, langgestreckte

[1]) Baily Willis, The mechanic structur of the Appalachians (XIII. Rep. U. S. Geol. Survey, 1891/92).

[2]) Nach freundlichen persönlichen Mitteilungen von J. Cvijić; vgl. auch Tektonik der Balkanhalbinsel (C. R. congrès géol. internat. XI, session, Wien 1904, 2. Bd., S. 359).

[3]) Penck ist gegenwärtig geneigt, auch die die Ostalpen übertreffende Höhe der Westalpen auf sehr jugendliche, präglaziale Krustenbewegungen zurückzuführen (vgl. Ref. eines Vortrags in „Wiener Abendpost“ vom 16. Juni 1904).

Schüssel bildete, in der die pliocänen Schichten zur Ablagerung gelangen konnten. Die Senkung der Bresse dauerte aber noch während des ganzen Pliocäns fort; denn die unterpliocänen Mergel von Mollon besitzen ein ziemlich beträchtliches Fallen nach W, sie sind gegen den Jurarand aufgerichtet. Hingegen ist der endgültige Rückzug des mediterranen Meeres aus dem Rhônetal am Schlusse des Unterpliocäns offenbar die Folge einer allgemeinen Hebung des Bodens [1]). Auf eine andere Tatsache machte Bourgeat aufmerksam [2]). Das bressanische Becken zeigt eine auffällige Asymmetrie seines Flußnetzes; alle Gewässer des Jura, die in die Saône münden, entfernen sich weit vom Jurarand, die Saône fließt näher dem West- als dem Ostrand des Beckens, ebenso wie auch weiter südlich die Rhône weit entfernt von den Alpen mit dem kristallinischen Zentralplateau in Berührung gelangt. Dies spricht gleichfalls für eine langsame Hebung des Jurarandes oder Senkung der bressanischen Region während der ganzen Dauer des Pliocäns. Schließlich sind von einer großen Reihe von Örtlichkeiten längs des Jurarandes Unterschiede in der Höhenlage des Pliocäns bekannt, was auf eine Fortdauer der orogenetischen Bewegungen im Sinne einer zunehmenden Senkung des Beckens schließen läßt. In der Umgebung von Salins hebt sich der Jurarand vom Senkungsfeld der Bresse durch eine Schar von Grenzbrüchen ab; es scheint deren Anlage auch erst einer verhältnismäßig späten Zeit anzugehören und gleichalterig mit der im oberen Pliocän erfolgten abermaligen Hebung des Jurabodens zu sein. Diese äußerte sich am Jurarand in einer Neubelebung der Erosion; die tiefen Schluchten, von denen der Abfall des Jura, z. B. bei Poncin, zerfressen wird und die nicht weit in die eingeebnete Plateaufläche eindringen, können nur durch eine in sehr jugendlicher Zeit erfolgte und vielleicht noch andauernde Senkung der Erosionsbasis erklärt werden. Auch für die Fortdauer dieser Senkung in historischer Zeit sind Anzeichen vorhanden. Tardy erwähnt römische Dämme in der Bresse, die von Dislokationen betroffen seien, und Eisenbahneinschnitte, deren beständige Gleitungserscheinungen auf Bewegungen des Bodens hindeuten [3]).

Der Jura und seine Umgebung bieten somit ein Beispiel für gleichzeitige, aber entgegengesetzt gerichtete tektonische Bewegungen [4]). Mit der nachträglichen Hebung des Jura ging die Senkung seiner Nachbargebiete, mindestens im W, Hand in Hand, und beide Bewegungen sind, wie es scheint, gegenwärtig noch nicht abgeschlossen. Heute hängt der Jura nur mehr im äußersten S und längs seiner Nordgrenze mit Hebungsgebieten zusammen; im S mit den subalpinen Ketten, im N mit Landmassen, die ihre relativ hohe Lage durch lange Perioden der Erdgeschichte bewahrt haben.

8. *Entstehung der pliocänen Rumpffläche im Jura.*

Die zerstörenden Kräfte, denen der Jura sein heutiges Relief verdankt, sind die Flußerosion und die flächenhaft tätige Abtragung. Für die Art ihrer Wirksamkeit wird namentlich die lithologische Zusammensetzung eines Gebirges von Bedeutung. Bei der vorherrschenden Zusammensetzung des Jura aus durchlässigen Kalkschichten war der Reichtum des über das Meer gehobenen Neulandes an Flüssen von vornherein kein großer. Dort, wo die impermeable, tertiäre Decke zu größeren Höhen aufgefaltet wurde, verfiel sie rasch der Zerstörung, und die kalkige Unterlage trat zutage, auf der sich Flüsse nur im Bereich hohen Grundwasserstandes erhalten konnten. Die Schichtmulden wurden vielfach in ursprünglicher Wannenform, als langgestreckte, geschlossene Becken angelegt, und die

[1]) Delafond und Depéret, Les terrains tertiaires de la Bresse. S. 158ff.
[2]) Observations sommaires sur le Boulonnais et le Jura. Bull. soc. géol., 3. série, XX, 1891/92, S. 268.
[3]) Bull. soc. géol. 3. série, X, 1881/82, S. 548.
[4]) Dieses Moment betont vor allem Rollier in seiner (nach Niederschrift dieser Zeilen erschienenen) Abhandlung: Le plissement des Monts Jura, Ann. de Géogr., 1903, S. 403).

meist wenig wasserreichen Flüsse waren nicht imstande, das ursprünglich widersinnige Gefälle aufzuheben; es blieben daher trockne Talwannen in unvertieftem Zustand zurück. Die Entwässerung des Landes geschah, abgesehen von einigen Resten eines antezedenten Flußsystems, vorwiegend durch die den tektonischen Tiefenlinien folgenden »Folge«-Flüsse; seltener sind im Jura die sog. unbestimmten Folgeflüsse (indefinite consequent rivers nach Davis), die nur in der Richtung, nicht aber in der Lage durch die Struktur bestimmt sind und in kurzen Flankentälern zum Haupttal münden. An sie knüpft an die Bildung der sog. Nachfolgeflüsse (subsequent rivers), die der Entstehung der Strukturformen zeitlich nachfolgen, indem sie sich in wenig widerstandsfähigen Schichten in Tälern mit monoklinalem oder antiklinalem Bau entwickeln. Bei der Armut des Kalkgebirges an weitverzweigten Talsystemen und Erosionsschluchten, dem Fehlen zahlreicher kleiner Seitenarme und zerstörender Wildbäche ist auch die Abböschung der Talgehänge unbedeutend. Auch der Hauptfluß arbeitet vorwiegend in die Tiefe, weniger in die Breite. So scheint im Jura wie in allen ausgesprochenen Kalkgebirgen der einebnenden Tätigkeit des rinnenden Wassers kein vorherrschender Anteil an der Entstehung der Rumpfflächen zuzukommen.

Groß aber ist die Bedeutung der chemischen Lösung der Kalkschichten für die Nivellierung der Höhenunterschiede. Durch sie werden die Kämme der Antiklinalen zunächst bis zum Niveau der Synklinalen abgetragen. Es entsteht ein welliges und verkarstetes Kalkhochland, durch spärliche Flüsse in tiefen Tälern durchschnitten; da eine Abspülung der Gehänge nahezu fehlt, zeigt das Talprofil noch zumeist die scharfe V-förmige Gestalt; nicht Nebenflüsse, sondern unterirdische Quellstränge ernähren den Hauptfluß, die er dort anschneidet, wo er sein Bett bis an die Basis der Kalkmassen eingetieft hat. Die auffallende Tiefe der großen Juratäler, namentlich in den westlichen Plateaugebieten, des Doubs, Dessoubre, Ain u. a. ist wohl vorwiegend auf nachträgliche Hebungsvorgänge zurückzuführen (vgl. S. 64); sicher gebührt aber auch den eben geschilderten Vorgängen ein Anteil an dem Gegensatz zwischen den eingeebneten Hochflächen und ihren kañonartigen Tälern.

Die große Bedeutung der chemischen Lösung für die Einebnung des Landes erhellt namentlich im Bereich schwebend lagernder Kalkschichten. Die Tafelberge des Schweizer Tafeljura, dessen Schichten nach S fallen, sind solche Abtragungsflächen, indem ihre Oberflächen schwächer geneigt sind als die Schichten, oft sogar nach N fallen. Hier ging der jugendlichen Zerschneidung der Tafelfläche durch seine heutigen Flüsse eine Zeit flächenhafter Abtragung voraus, die schon vor der letzten, übrigens hier nur teilweisen, Meeresbedeckung gewirkt hat; denn die Juranagelfluh liegt bereits diskordant auf den denudierten Jurakalkflächen. Im zentralen und nördlichen Plateaujura, wo die Abspülung wohl nur in geringem Maße mitgewirkt haben kann, sind Schichtkomplexe von mehreren Hundert Metern Mächtigkeit verschwunden, und in den von den Lösungsrückständen des Kalkes erfüllten Karrenfurchen des Doggers liegen auch Reste der einst über das Land gebreiteten Oxford-Serie eingebettet, die ihrerseits wieder einst vom Malm bedeckt gewesen sein muß. Auch der auffällige Mangel an Oberflächenschutt auf den Höhen ist eine Folge der chemischen Lösung, die den durch mechanische Wirkungen entstandenen Schutt wieder aufgezehrt hat[1]). Anderseits vermag die Lösung mit den am Fuße von Wänden in Form steiler Schuttkegel, sog. groises, angehäuften Massen, wie sie namentlich in den Tälern des südlichen Plateaujura so häufig sind, doch nicht fertig zu werden. Im engen Tale zwischen Tenay und Hôpitaux enthalten diese Schutthalden Reste von Elephas primigenius, ihre

[1]) Vgl. Penck, Geomorphologische Studien aus der Hercegovina, (Zeitschr. d. D. u. Ö. Alp.-Ver. 1900, XXXI, S. 29).



Bildung reicht also in die Diluvialzeit hinein [1]). Dieselben Kräfte, die heute an der Nivellierung des Gebirges arbeiten, waren auch in der langen Kontinentalperiode während der oberen Kreidezeit und des Eocäns tätig. Wie damals als Lösungsrückstände des Kalkes sich das »Sidérolithique« mit seinen Bolustonen und die Quarzsande bildeten, oder die Ablagerungen von roter Tonerde mit Kieselgeröllen des Gault in den Randketten des Jura des Bugey [2]), so entsteht noch heute der terra-rossa ähnliche Lehm, der die karrigen Verwitterungsformen der Kalkschichten erfüllt oder auch in Decken sich über diese breitet.

Ganz andere Formen erzeugte die Ausreifung des Landes im nordöstlichen Kettenjura, wo anstatt eingeebneter Plateaus ein herausgearbeitetes, stark aufgelöstes Kettengebirge ohne Verkarstung entgegentritt. Zwei Umstände mögen diese verschiedene Ausbildung bewerkstelligt haben. Einmal bot die tiefere Lage der Erosionsbasis im nordöstlichen Kettenjura viel früher Gelegenheit zum Einschneiden zahlreicher Seitentäler, anderseits aber hat hier die kompliziertere Struktur viel öfter weiche Horizonte an die Oberfläche gebracht, als es in den Gebieten mit einfacherem Gewölbebau der Fall war, so daß der nachfolgenden Erosion hinreichend viel Angriffspunkte zur Erschließung von mono- und antiklinalen Tälern gegeben waren, die hier über die aufgebauten Muldentäler das Übergewicht errungen haben.

Die Tatsache beträchtlicher Abtragungserscheinungen im Jura ist den Jurageologen natürlich nicht entgangen, ohne daß aber ihre allgemeine Verbreitung gewürdigt worden wäre. Boyer glaubte sie auf marine Abrasion zurückführen zu müssen, da auf den denudierten Plateaus des Westens Wasserläufe nahezu fehlen [3]). Doch sind marine Wirkungen für den Jura schon deshalb ausgeschlossen, weil die letzten Meeresablagerungen gleich den älteren von der Einebnungsfläche durchschnitten werden, und die letzten Ablagerungen vor der Faltung, die Süßwasserkalke des Öningian, kontinentaler Natur sind. Rollier schilderte namentlich die Einebnung des Plateaus der Freiberge; er nennt die chemische Lösung den Meißel, der seit dem Pliocän das Gebirge bearbeite [4]).

Die Erdoberfläche bietet uns noch andere Beispiele für Kalkgebirge in verschiedenen Stadien der Abtragung. Die Gebirge der Hercegovina [5]) erfuhren ihre Faltung früher als der Jura, jedenfalls nach dem Eocän, und seither haben die Kräfte des Landes eine weitgehende Abebnung erzeugt, so daß etwa bei Beginn des Miocäns der Zustand einer unvollkommenen Rumpffläche erreicht war, die aber durch eine abermalige Hebung des Landes wieder zerstört wurde. Dem miocänen Stadium der Hercegovina gegenüber stellen die Rumpfflächen des Jura ein noch weniger weit vorgeschrittenes Stadium dar. Noch näher kamen die Appalachien dem Zustand einer vollständigen »peneplain« am Schlusse des langen Zyklus, der von der jungpaläozoischen Faltungsperiode bis ans Ende der Kreidezeit reichte. Auch hier schufen die vereinigten Wirkungen der Seitenerosion der Flüsse und der chemischen Lösung ein vorwiegend ebenes Land, zuerst in der hauptsächlich aus silurischen Kalken aufgebauten Zone des »großen Tales«; der heutige Gebirgscharakter ist nur eine Folge späterer Hebungen des Bodens.

Am Schlusse des Pliocäns war der Jura bereits zu seiner jetzigen Höhe gehoben, die wichtigsten Züge seines Reliefs auch im einzelnen bereits ausgearbeitet; da erfuhr ihre weitere Ausgestaltung eine mehrfach wiederholte Unterbrechung durch das Phänomen der Eiszeit.

Die Eiszeit im Jura [6]).

Der Jura wurde in mehrfacher Beziehung von großer Bedeutung für die Entfaltung des Glazialphänomens der Westalpen zur Zeit seiner größten Ausdehnung.

[1]) Benott, Note sur les ablations superficielles etc. dans le Jura méridional (Bull. soc. géol. 2. série, XXII, S. 304).

[2]) Ebenda, S. 302.

[3]) Remarques sur l'orographie des Monts-Jura (Mém. soc. émul. Doubs 1887, S. 285); später ist übrigens Boyer davon abgekommen (Quaternaire dans le Jura bisontin, Mém. soc. émul. Doubs 1891, S. 355).

[4]) 1. supplém. etc., S. 248.

[5]) Penck, a. a. O., S. 25—41.

[6]) Die folgenden Ausführungen waren auf Grund des vorliegenden Materials und eigener Beobachtungen schon vor dem Erscheinen der letzten, hier in Betracht kommenden Lieferungen von Penck-Brückners »Alpen im Eiszeitalter« niedergeschrieben worden, doch konnten die wichtigsten Ergebnisse der beiden Forscher, soweit sie den Jura betreffen, noch teils im Texte verwertet werden, teils ist, soweit sie der 6., während der Drucklegung dieser Arbeit erschienenen Lieferung entnommen sind, in Fußnoten darauf Rücksicht genommen. Auch die von Penck (a. a. O.) vorgeschlagene Nomenklatur findet hier Anwendung; hingegen konnte auf eine historische Darstellung der Eiszeitforschung im Jura, sowie auf detaillierte Literaturangaben verzichtet werden, wie überhaupt alle für den Zweck dieses Buches belanglosen Détails vermieden wurden.



Indem er sich wie ein Wall vor das Schweizer Alpenvorland legt und dieses nach S rasch an Breite abnimmt, verloren auch die den Westalpen entströmenden Eismassen die Möglichkeit einer ungehinderten Entwicklung; namentlich die westlichen, aus dem Isère-, Arve- und Rhônetal kommenden wurden aufgestaut und zur Seite gedrängt. Anderseits aber gelang es dem alpinen Eise, die vorliegenden Jurahöhen zu ersteigen und durch eine Reihe von Lücken in das Innere des Gebirges einzudringen, wodurch große Gebiete des Vorlandes über die Schneegrenze gerieten. Das Nährgebiet der Alpengletscher wuchs, und diese mußten weit gegen N und NW abfließen, um die ihrem Einzugsgebiet entsprechende Abschmelzungsfläche zu gewinnen. Die Stauung durch den Jura ist somit der Grund für die enorme Ausdehnung des Rhônegletschers zur Zeit seiner größten Entfaltung, während in der letzten Eiszeit, in der die Alpengletscher östlich der Rhône noch vor Erreichung der Juraketten ein Ende fanden, eine solche Stauwirkung fehlte. Daraus erklärt sich die große Differenz in der Größe des Rhônegletschers in den beiden letzten Vergletscherungsperioden. Ferner führte der Jura selbst, dessen Höhen sich vielfach über die eiszeitliche Schneegrenze erhoben, dem alpinen Eise namhafte Nahrung zu und trug auch so zur Vergrößerung der alpinen Eisflut bei. Schließlich erzeugte im Jura selbst jede Vergletscherung eine Reihe stattlicher Lokalgletscher, so daß wir Vergletscherungsspuren zweierlei Art und zweierlei Alters zu unterscheiden haben, während Anzeichen einer drittletzten oder noch älteren Eiszeit im Jura bisher nicht nachweisbar sind. Hingegen stoßen wir in der weiteren Umgebung des Jura auf die Schotter von vier Eiszeiten über- und nebeneinander.

1. Die fluvioglazialen Ablagerungen am Jurarande.

In vereinzelten Vorkommnissen treten vier Schottersysteme verschiedenen Alters in der Umgebung von Brugg im breiten Tale der Aare auf, ferner bei Rheinfelden im Rheintal und in der Umgebung von Basel. Von hier reicht zwischen den Tälern der Birs und des Birsig eine ausgedehnte Terrasse nach S, aus Kiesen aufgebaut, die teilweise dem Hochterrassenschotter, teilweise älteren Horizonten angehören (Brückner, Eiszeitalter, S. 442 und 444); aber nur die beiden jüngeren Schotter ziehen sich in die bei Basel mündenden Juratäler hinein. Eine mächtige Entwicklung erfahren die fluvioglazialen Schotter am ganzen Ostrand des Gebirges; stets bilden hier die Schotter der Würmvergletscherung eine niedrige, an die erste Jurakette gelehnte Terrasse, die sich vielfach auch ein Stück weit in die Juratäler hinein verfolgen läßt und dann von den gleichaltrigen Ablagerungen der Juraflüsse abgelöst wird.

Von den ortsfremden Bildungen am Westrand des Gebirges erregten seit langem die alpinen Gerölle und Schotter große Aufmerksamkeit, die als wenig mächtige Decke die Ebenen der Dombes und Bresse in Höhen von 300—380 m bedecken, zumeist in 3—4 Terrassen zerteilt, die sich bis zu 110 m über den heutigen Flußspiegel erheben. Sie reichen auch in einige der hier austretenden Juratäler hinein, so in das des Ain und Surand, in die jetzt wasserlose Klus von Ceyzériat und bei Treffort, stets hoch über den jungen Glazialschottern. Das alpine Material reicht nach N bis Cuisia, von da bis Sellières vertreten es rein jurassische Gerölle, dann folgen solche vogesischen Ursprungs, die u. a. das Plateau der Forêt de Chaux überkleiden und nach N bis Besançon reichen, wo sie 330 m hoch, 100 m über dem Doubs liegen. Wir werden dieser Vogesengerölle an anderer Stelle zu gedenken haben.

Über den Ursprung und das Alter dieser alpinen Gerölle, der sog. »cailloutis des plateaux« besteht eine reiche Literatur. Man dachte früher an einen riesigen Schuttkegel der Rhône[1]); dagegen spricht aber sowohl die große flächenhafte Ausbreitung als auch das

[1]) So auch noch Boistel (Bull. soc. géol. 3. série, XXVI, 1897/98, S. 57).

deckenförmige Auftreten der Gerölle. Sie knüpfen sich so eng an die Juratäler, in denen sie sich aufwärts ziehen, daß diese es gewesen sein müssen, durch welche das alpine Material herbeigebracht wurde. Dies ist aber nur möglich unter Annahme ihres fluvioglazialen Charakters. Daher schlossen Delafond und Depéret auf pliocäne Gletscher, die aus den Alpen kommend den Jura des Bugey erreicht hätten, und deren Moränen die Gerölle lieferten [1]). Für ihr oberpliocänes Alter brachten diese Autoren die schon lange bekannten Funde von Equus Stenonis und Elephas meridionalis bei [2]); doch wurden diese nicht in der wenig mächtigen Gerölldecke selbst gemacht, sondern entstammen wahrscheinlich den darunter liegenden pliocänen Schichten. Allem Anschein nach entsprechen die »cailloutis des plateaux« einem der beiden Deckenschotter, sind also eine fluvioglaziale Ablagerung quartären Alters, wobei allerdings die zugehörigen Moränen noch nicht bekannt sind, wie wir ja überhaupt über die Ausdehnung der ältesten Vergletscherungen nur sehr mangelhaft unterrichtet sind.

Die jüngeren Quartärschotter sind in der Bresse reich entwickelt; sie erstrecken sich in einem weiten Umkreis außerhalb der Maximalverbreitung der Gletscher und unterscheiden sich durch die frische Beschaffenheit, geringere Verkittung und graue Farbe von den eben beschriebenen ältesten Schottern, in deren Erosionsformen sie liegen [3]).

2. *Die Ablagerungen der Maximalvergletscherung im Innern des Jura.*

Die aus den Westalpen tretenden Eisströme des Linth-, Reuß-, Aare- und Rhônegebiets vereinigten sich zur Zeit der Maximalvergletscherung zu einer zusammenhängenden Vorlandvergletscherung, dem (von Brückner so genannten) helvetischen Gletscher, der sich auch über einen großen Teil des Jura ausbreitete und ihn nahe seinem südlichen Ende vollständig kreuzte. Die äußerste Verbreitung dieses Gletschers im Jura ist aber nicht in allen Details anzugeben; es fehlt ihm eine selbständige Zone wohlerhaltener Endmoränen, der sog. »Altmoränen«. Denn die auf geneigtem Boden abgelagerten Moränen wurden rasch wieder abgespült, und in der Zeit der letzten Vergletscherung breiteten sich über das ehemals vom alpinen Eise bedeckte Gebiet jurassische Lokalgletscher aus und verwischten die Spuren der früheren Vereisung. Man ist daher zur Bestimmung der Grenzen des helvetischen Gletschers auf vereinzelte alpine Blöcke angewiesen, die schwer aufzufinden sind und vielfach auch nicht mehr auf primärer Lagerstätte ruhen. Dabei ist die Menge des in den Jura eingedrungenen alpinen Materials verhältnismäßig gering. Denn als das alpine Eis bei seinem Vorrücken den wie einen Wall ihm entgegenstehenden Jura erreichte, lagerte es an seinem Fuße seine Untermoräne ab. Der Gletscherstand wuchs am Gehänge empor, und die oberhalb der jüngeren Wallmoränen lagernden alpinen Blöcke markieren ungefähr die von der Gletscheroberfläche am Jurarand erreichte Maximalhöhe. Diese erratische Grenze kulminiert am Chasseron mit 1450 m und senkt sich von da nach NO bis auf 830 m nahe der Lägern und nach SW auf 1200 m am Grand Colombier [4]). Das Eis stieg aber nicht mit seiner ganzen Untermoräne am Gehänge empor, sondern staute sich auf, bis ein Teil, nämlich nur die oberflächlichen Schichten, über die tiefsten Einsattlungen in den Jura hinein abfloß. Diese Schichten aber waren an sich wenig schuttführend, da die Hauptmasse der im Nährgebiet aus den Alpen gelieferten Moränen am

---

[1]) Les terrains tertiaires de la Bresse, Paris 1893, S. 203 ff., und Depéret (Bull. soc. géol. 3. série, XXVI, 1897/98, S. 422—424).

[2]) Vgl. auch Fontannes, Note sur les alluvions anciennes des environs de Lyon (Bull. soc. géol. 3. série, XIII, 1884/85, S. 59—65).

[3]) Eine ausführliche Schilderung haben seither die Ablagerungen der Dombes und Bresse durch A. Penck erfahren, auf die hiermit verwiesen sei (Alpen im Eiszeitalter, S. 640 ff.). Für die im vorhinein gegebenen wertvollen Aufschlüsse sei Herrn Hofrat Prof. Penck an dieser Stelle bestens gedankt.

[4]) Das nähere darüber bei Brückner, Eiszeitalter, S. 483, mit Angabe der Quellen.

Gletschergrund transportiert wurde und Obermoränen nur in geringer Menge vorhanden sein konnten. Nur wo der helvetische Gletscher in tiefe Täler des Jura eindrang, wie z. B. im Orbetal, konnte auch alpine Grundmoräne in größerer Menge im Jura zur Ablagerung gelangen [1]).

Die Bedeckung des Jura durch alpines Eis geschah vorwiegend durch Verästelung innerhalb des Gebirges über niedrige Pässe und Talwasserscheiden. Nur der nordöstliche Teil des Kettenjura wurde vom Eise förmlich überflutet; hier ragten nur wenige Höhen als Nunatakr empor; weiter gegen S boten erst die Täler der Schüß, Areuse und Orbe als breite und tiefe Lücken Gelegenheit zum Einströmen. Südlich von Vallorbe bis zur Lücke des Rhônetals fand nahezu kein Einströmen alpinen Eises statt; der einzige Paß von St. Cergue senkt sich hier unter die mutmaßliche erratische Grenze herab und konnte den oberflächlichen Eisschichten ein Überfließen gestatten [2]).

Der Verlauf der äußersten Grenzen der Altmoränen innerhalb des Jura ist im einzelnen äußerst unregelmäßig; im allgemeinen kann eine vielfach gekrümmte Linie von Rheinfelden oberhalb Basel über Liestal zur Paßwangkette, wobei das Becken von Laufen eisfrei blieb, sodann am Südabhang der Hohen Winde, des Raimeux und Moron weiter laufend, als Grenze der alpinen Maximalvereisung dienen; sie verläuft dann ungefähr über Bellelay, Maîche, Le Russey und Morteau zum Mont Chaumont und im Louetal bis Ornans, wo eine mächtige Stirnmoräne liegt, von hier nach W bis in die Umgebung von Salins; südlich davon lag ein weites Gebiet jurassischer Vergletscherung; dann treffen wir eine weite fächerförmige Ausbreitung alpinen Eises weiter im S, wo der Jura durch jenen Arm des helvetischen Gletschers gequert wurde, der in der Fortsetzung des Walliser Rhônetals floß und sich mit den aus dem Arve- und Isèretal strömenden Eismassen vereinigte. Dieser Arm [3]) trat in großer Breite durch das weite Tor zwischen den Alpen und den südlichsten Juraketten in den Jura ein, umfloß das Nordende des Colombier bis zu Höhen von 1200 m und staute hier die lokalen Gletscher zurück. In das Valserine- und Seminetal konnte alpines Eis nicht mehr eindringen, die alpinen Blöcke hören bei Confort und Châtillon-de-Michaille auf. Der Gletscher ging nun ungefähr dem Rhônetal folgend nach S und durch die breite Öffnung zwischen Culoz und Chanaz teils nach N, wobei das Eis in das breite Val Romey eindrang, dessen Talschluß in ca 1100 m Höhe überwand und in das Tal von Silans gelangte, teils in die Quertäler von Thézillieu und Tenay, wo er sich weit nach N verbreitete. Die Hauptmasse aber floß weiter nach SW und erfüllte gemeinsam mit dem Isèregletscher den ganzen südlichen Jura. An der Montagne de l'Épine reichen die Schliffflächen bis

[1]) Spuren der Haupt- und der letzten Vergletscherung wurden früher vielfach durcheinander geworfen; erst Du Pasquier (Sur les limites de l'ancien glacier du Rhône etc. Bull. soc. Neuch., XX, 1892, S. 32 ff.) hat für den Jura scharf unterschieden: 1. zone externe, das Gebiet der sporadisch auftretenden alpinen Erratica und charakterisiert durch häufiges Vorkommen von Löß, 2. zone interne, innerhalb der großen Wallmoränen der letzten (= Würm-)Vergletscherung.

[2]) Aus der Existenz mächtiger Juragletscher, die die Lücke von St. Cergue in der Würmeiszeit erfüllten und nach SO zum Alpenvorland, sowie nach NW zum Plateau von Les Rousses abflossen, schloß ich früher, daß auch zur Zeit der Maximalvergletscherung schon vor dem Eintreffen des alpinen Eises dieser Paß von lokalen Eismassen blokiert gewesen sein müsse, und bezweifelte daher das Eindringen des alpinen Eises an dieser Stelle (Mitt. nat. Ges. Bern, 1901, S. 31). Nun finden sich aber ganz vereinzelt alpine Blöcke bei Les Rousses, Valfin im Biennetal u. a. O. (Bourgeat, Bull. soc. géol., XXIII, 1895, S. 416 und XXVII, 1899, S. 443), weshalb Brückner der Ansicht ist, daß auch hier, wenngleich in verschwindender Menge alpines Eis eindrang. Doch kann auch angenommen werden, daß dieses nur bis zur Paßhöhe vordrang, und daß die von ihm hier zurückgelassenen Trümmer durch lokale Gletscher nachträglich in das Innere des Gebirges verfrachtet wurden. Jedenfalls kann von einem faktischen Einströmen an dieser Stelle nicht die Rede sein.

[3]) Das folgende wesentlich nach: Benoit, Note sur les depôts erratiques alpins dans l'intérieur et sur le pourtour du Jura méridional (Bull. soc. géol. 2. série, XX, 1863, S. 321) und Falsan et Chantre, Monographie géologique des anciens glaciers et du terrain erratique de la partie moyenne du bassin du Rhône, 2 Bde, Lyon 1879. Die Verwertung des hier zusammengetragenen Materials wird aber dadurch erschwert, daß die Verfasser noch durchweg auf dem Standpunkt einer einmaligen Vergletscherung stehen.



1200 m, so daß hier das Eis ebenso wie am Colombier rund 900 m hoch stand. Vom Becken von Belley senkte sich sein Niveau rasch gegen NW, denn bei Hauteville gehen die erratischen alpinen Blöcke nur bis 900 m hinauf; bei Champdor hören sie ganz auf und an ihre Stelle tritt ausschließlich jurassisches Material. Westlich von Belley reichen die erratischen Spuren am Molard de Don bis ca 950 m, das Eis war also hier am Rande des Gebirges noch über 700 m mächtig. Es existierte im ganzen südlichen Teile des Jura bis nördlich der Linie Bellegarde-Nantua ein Eisstromnetz von rund 1300 m Höhe im O, bis etwa 1000 m im W, aus dem nur unbedeutende Nunatakr kaum 400 m hoch emporragten. Dabei fand das alpine Eis überall eine stattliche Lokalvergletscherung vor; in der Regel kommen alpine Geschiebe nur auf den oberen Partien der Gehänge und auf den Plateauflächen vor, während die Talsohlen von jurassischer Grundmoräne ausgekleidet sind. Noch auf dem 800 m hohen Mont Luisandre bei St. Rambert fehlt jede Spur alpin-erratischen Materials; es wurden also auch hier die Juragletscher von einer nicht allzu mächtigen Decke alpinen Eises überflutet. Indem sie aber dem alpinen Gletscher Material zuführten und das Nährgebiet vergrößert wurde, ermöglichten sie die enorme Ausdehnung des Eisstromnetzes jenseit seines Ursprungsgebiets. Über Thoirette am Ain, wo alpine Blöcke in 300 m Höhe liegen, ist alpines Eis nicht weiter nach N gedrungen; denn im oberen Ain- und im Biennegebiet herrschte ausschließlich die Lokalvergletscherung.

Etwa zwischen Poncin im N und dem Isèretal im S trat der helvetische Gletscher mit einer mächtigen Zunge in die Niederungen der Dombes und Bresse hinaus, querte diese und lagerte seine äußerste Stirnmoräne in 300 m Höhe auf den Abhängen des französischen Zentralplateaus ab.

Die Altmoränen werden im Jura fast nirgends für die Bodengestaltung von bestimmendem Einfluß. Sie erscheinen in der Regel entweder als vereinzelte Blöcke oder als Grundmoränendecke, seltener wie z. B. bei Ornans und Salins als echte Wallmoränen. Oft erfuhren auch die unlöslichen Verwitterungsrückstände der Kalkschichten durch die Vereisung eine Umlagerung und Verarbeitung; so namentlich in den Freibergen, wo sich über alle Schichten gleichmäßig eine mächtige gelbbraune Lehmdecke breitet, in die vereinzelte alpine Blöcke eingebettet sind. Hier wie in anderen Fällen nimmt wohl auch die Grundmoräne an der Zusammensetzung der Lehmdecke teil.

Die den Altmoränen zugehörigen fluvioglazialen Schotter sind bisher im Innern des Jura nicht nachweisbar. Aber der Zusammenhang der Altmoränen mit Hochterrassenschottern bei Liestal und am Rhein beweist, daß die sog. Maximalvergletscherung der Schweizer Geologen, also auch das »mésoglaciaire« und die »zone externe« von Du Pasquier mit der vorletzten oder Rißvergletscherung identisch ist[1]).

3. *Die Würmeiszeit im Jura.*

Während zur Zeit der Rißvergletscherung ein einziges Meer von Eis das Schweizer Alpenvorland erfüllte und teils große Teile des Jura überflutete, teils in Form eines Eisstromnetzes in das Gebirge eindrang, trat in der wesentlich schwächeren Würmeiszeit eine schärfere Individualisierung der alpinen Gletscher ein. Für den Jura kommt jetzt nur mehr der Rhônegletscher in Betracht, der sich angesichts des Ostabfalls des Gebirges

[1]) Brückner, Eiszeitalter, S. 489. Die Konstatierung eines Rückzugsstadiums des Rhônegletschers durch Baltzer (Beitr. zur geol. Karte d. Schweiz 1896, 30. Lief.) veranlaßte Rollier zu dem Versuch, auch für den Jura drei Eiszeiten nachzuweisen (2. suppl. etc., S. 138). Er rechnet das mésoglaciaire der drittletzten (Mindel-)Eiszeit, das néoglaciaire (= Jungmoränen) der vorletzten (Riß-)Eiszeit zu, während ihm die letzte (Würm-)Eiszeit im Jura bloß durch vereinzelte Juramoränen vertreten erscheint. Konsequenterweise betrachtet er daher die Niederterrassen im Doubstal als Hochterrasse, anderseits die vereinzelten alpinen Blöcke bei St. Croix (vgl. Douxami, Ecl. IV, S. 421) als Äquivalente des Deckenschotters. Diese Parallelisierung erscheint natürlich durch den Konnex von Schottern und Moränen außerhalb des Jura als hinfällig.

in zwei deutlich getrennte Arme zerlegte. Der Ostarm wurde durch den ihm entgegentretenden Wall nach NO abgelenkt und drang nirgends weit in das Innere des Jura ein; der Westarm, verstärkt durch den Arvegletscher, querte den Jura in der Gegend des Rhônetals und erreichte abermals die Niederungen der Dombes. Dadurch wurde im größten Teile des Gebirges der Raum frei für die Entfaltung selbständiger, wenn auch nicht allzu großer Juragletscher; sie sind es, deren bodengestaltende Wirkungen wir noch am deutlichsten erkennen können und die für das Relief des Gebirges wesentlich in Betracht kommen.

Der Ostarm des Rhônegletschers ließ seine Endmoränen in der Gegend von Wangen an der Aare zurück, drang also weit ins Rheingebiet vor; an den östlichsten Ketten des Jura lagerte er eine mächtige, zumeist leicht verfolgbare, oft über 1 km breite Ufermoräne ab, deren Selbständigkeit gegenüber den viel höher hinaufreichenden sporadischen Resten der Altmoränen zuerst Du Pasquier erkannte; er beschrieb auch ihren Verlauf in den Hauptzügen und betonte die Bedeutung des Mont-Blanc-Granits gleichsam als des Leitfossils dieser jüngeren Zone. Ebenso wie die Altmoränen erreicht auch der Zug dieser Jungmoränen einen kulminierenden Punkt in der Gegend des Chasseron mit 1210 m[1]), also ca 240 m tiefer als die erratische Grenze der Rißvergletscherung. Von da senkt sich der Ufermoränenwall mit beständig zunehmendem Gefälle, also ganz wie bei heutigen Gletschern, vielfach eine deutliche Gehängeleiste bildend, kontinuierlich nach NO, erreicht am Abfall der Tête de Rang 1170 m, am Chaumont 1100 m, bei Bötzingen 930 m, bei Wiedlisbach 540 m und schließlich bei Oberbipp oberhalb Solothurn 480 m, worauf er sich mit dem großen Moränenamphitheater von Wangen vereinigt. Viel langsamer senkt sich die erratische Grenze der Würmeiszeit gegen SW; zwar geht sie in der Gegend des Colomby oberhalb Gex bis auf 700 m herunter, erreicht aber an der Sorgia wieder 1140 m.

Hier überschritt nun, ähnlich wie in der Rißeiszeit, der aus dem Rhônetal individualisiert hervortretende westliche Arm des Rhônegletschers den Jura, wobei sich das Eis unbekümmert um die Detailformen des Gebirges in seiner ganzen Masse zuerst gegen SW, dann gegen W und NW bewegte. Doch fand keine so innige Verbindung mit dem Isèregletscher statt, dessen Würm-Endmoränen bei Rives am Austritt des Isèretals in die Dombes liegen. Nach N zu erreichte das alpine Eis nirgends mehr die Querlinie Nantua-Bellegarde; zudem reichen die Spuren der alpinen Würmvergletscherung rund 200 m weniger hoch hinauf als die der Rißvergletscherung. Ihre Endmoränen bilden einen großen Bogen von Ambérieu nach Lagnieu und gehen bis etwa 6 km westlich der Bourbre, halbwegs zwischen Lyon und dem Jurarande; sie umschließen um Cordon ein vielgestaltiges Zungenbecken mit zentripetaler Entwässerung[2]).

4. *Die jurassische Lokalvergletscherung.*

Außerhalb der Grenzen der alpinen Würmvergletscherung lag das Bereich der lokalen Juragletscher, die infolge der außerordentlich tiefen Lage der Schneegrenze eine sehr bedeutende Entwicklung nahmen, wenn sie sich auch selten zu einem Eisstromnetz verdichteten.

Die ersten Beobachtungen über die Lokalgletscher des Jura gehen auf Agassiz und in das Jahr 1835 zurück; ihm folgten Guyot (1835), Royer (1846), Lory und Pidancet (1847) und seit 1867 A. Favre, dessen »carte des phénomènes erratiques« (1884) eine allerdings in vielen Zügen irrige Darstellung der

[1]) Eine detaillierte Beschreibung dieses Gebiets gab Renevier (Bull. soc. vaud., XVI, Nr. 81, S. 21—26); A. Favres Gletscherkarte (1 : 250000, 1884) und Texte explicative (Matériaux carte géol. suisse, XXVIII, 1898) trennt die Jungmoränen noch nicht von der »zone externe«, ist also in diesem Falle wenig brauchbar. Vgl. auch die kritischen Bemerkungen von Brückner (a. a. O. S. 551).

[2]) Vgl. Du Pasquier und Penck, Bemerkungen über das Alter und die Verbreitung des Löß (Hettners Geogr. Zeitschr., II, 1896, S. 109); bezüglich näherer Details muß auf die Ausführungen in Penck-Brückners »Alpen im Zeitalter« S. 660 ff. verwiesen werden.



Juragletscher gibt. Im Schweizer Kettenjura war es namentlich Jaccard, der 1891 die Aufmerksamkeit auf die zahlreichen Spuren einer Lokalvergletscherung lenkte und ein Verzeichnis derselben anlegte. Im französischen Jura haben Vézian und Benoît alpine und jurassische Spuren unterschieden; ein systematisches Studium der Juragletscher des französischen Anteils beginnt erst mit den Arbeiten von Delebecque (seit 1895). Die geologischen Karten unterscheiden aber nur vereinzelt alpines und jurassisches Erraticum; so Bourgeat auf Blatt St. Claude (carte géol. dét.) und Schardt (Duf. XVI); hingegen verwechselt Jaccards Karte (Bull. soc. Neuch., XXI, 1892) vielfach jurassische und alpine Erratica. Eine sehr detaillierte Einzeldarstellung liefert Rolliers »carte géologique détaillée des environs de St. Imier 1 : 25000, A. terrains quaternaires« (Beilage zum 1. supplém. etc., 1893), deren Gliederung der quartären Ablagerungen freilich nicht aufrecht zu halten ist. Da eine zusammenfassende Darstellung des Phänomens bisher nicht gegeben wurde und der Verfasser in der Lage war, manche neue Beobachtungen den bisherigen hinzuzufügen, so möge diesem Thema hier ein breiterer Raum zugestanden werden, als es für eine rein morphologische Betrachtung notwendig erscheinen mag. Übrigens wird der Einfluß der lokalen Juragletscher auf den Prozeß der Talbildung in manchen Einzelfällen noch an späterer Stelle zu würdigen sein.

A. Die Lokalgletscher des Kettenjura.

Im Schweizer Tafeljura sowie im ganzen nordöstlichen Teile des Kettenjura mit seinen 1000 m nicht erreichenden Höhen fehlt jede Spur von jurassischen Gletschern. Sie treten erst auf im Bereich der ca 1300 m hohen Gewölbe um Moutier, wenn sie auch auf Greppins Karte (Duf. VII), wo die erratischen Ablagerungen zumeist als Bergsturzmaterial kartiert sind, nicht genügend zum Ausdruck kommen. Doch kam es hier noch nicht zur Entwicklung echter Talgletscher, die Vergletscherung blieb auf die Gehänge beschränkt. Zahlreich finden sich Moränen jurassischer Herkunft im Tale der Birs bis etwa nach Choindez, im Tale der Sorne bis Undervelier, stets über Tertiär liegend, wodurch große Flächen dem Ackerbau entzogen und nur der Waldwirtschaft zugänglich wurden[1]). Das Delsberger Becken blieb aber auch in der Würmeiszeit eisfrei; die früher für eine Juramoräne gehaltene isolierte Erhebung des Mont Chaibeux südlich von Delsberg ist längst als Bergsturz erkannt. Die 1000 m nur wenig übersteigende Kette des Vellerat hat also keine Gletscher mehr geliefert. Hingegen stiegen noch kleine Gehängegletscher von den 11—1200 m hohen Ketten zum Tal des Dünnernbachs herab, wo sich Juramoränen mit Bergsturztrümmern vermischt bei Welschenrohr und bis Balstal finden.

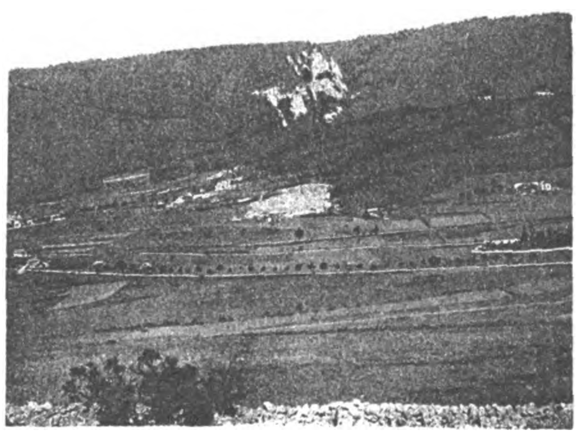


Fig. 9. Moränen-Amphitheater von Champs-Meusel.

Größere Bedeutung erlangen die erratischen Bildungen jurassischer Herkunft im St. Immertal. Hier steigt von der Höhe des Sonnenbergs (1290 m) bei der Lokalität »Champs-Meusel« unweit St. Imier eine Schlucht herab, die durch einen kleinen Gletscher in eine karähnliche Hohlform umgewandelt wurde (Fig. 9). An ihrem Boden liegt in einer Art Zentraldepression ein kleines Torfmoor, wallartig von einer mächtigen Stirnmoräne umschlossen; in ihr finden sich neben umgelagerten alpinen Blöcken der Hauptvergletscherung alle Gesteine des Sonnenbergs, darunter viele mit schönen Kritzern[2]). Offenbar bedeckte ein Firnmantel das Plateau des Sonnenbergs, von dem sich nach Art der

[1]) Rollier, 1. supplém. etc., S. 178 und 2. suppl., S. 142; allerdings liegen bei Rollier gelegentlich Verwechslungen mit Verwitterungsschutt vor (vgl. Brückner a. a. O. S. 586).

[2]) Die Ablagerung von Champs-Meusel wurde lange für einen Bergsturz gehalten (vgl. Greppins Karte), bis Rollier (1. supplém., S. 177) ihre glaziale Natur erkannte, die vom Verfasser bei einer gemeinsamen Exkursion mit Rollier bestätigt wurde. Beweisend ist auch der Umstand, daß die Moräne auch Geschiebe des Valangien enthält, das erst jenseit des Kammes des Sonnenbergs vorkommt, also nur durch Gletschertransport hierher gebracht werden konnte.

norwegischen Gletscher einzelne Eiszungen ins Tal steil herabsenkten; denn eine ähnliche Ablagerung findet sich auch weiter aufwärts zwischen Renan und Sonvilier. Das St. Immertal hat in der Würmeiszeit keinen Talgletscher mehr beherbergt, während es zur Zeit der Maximalvergletscherung vom alpinen Eise durchflutet war; man findet dessen Grundmoräne allüberall an der Talsohle. Der Rhônegletscher der Würmeiszeit reichte im Schüßtal bis oberhalb Sonceboz; durch ihn und seine Stirnmoräne wurde im St. Immertal ein See aufgestaut[1]), der über die Trockentalung der »Pierre-Pertuis« nach N abfloß und durch Juraschotter, die mit deutlicher Deltaschichtung auf der Südseite der »Pierre-Pertuis«, bei Corgémont und Sonceboz aufgeschlossen sind, teilweise zugeschüttet wurde[2]).

Auch aus dem Doubstal, z. B. bei Goumois, erwähnt Rollier Spuren von jurassischen Moränen; doch ist ihre Echtheit angesichts der geringen Höhe der umgebenden Berge (ca 1000 m) zweifelhaft. Auch das Plateau der Freiberge konnte in der Würmeiszeit keine selbständigen Gletscher erzeugen. Die Südgehänge des Chasseral und Chaumont waren vom alpinen Eise bis zu großen Höhen bedeckt, das durch das Tal des Twannbachs in das Becken von Nods, durch das Tal des Seyon in das Val de Ruz eintrat und diese Becken gänzlich erfüllte. Auch hier fehlte es daher, ebenso wie in der Rißeiszeit, an selbständigen Juragletschern.

Im Neuenburger und Waadtländer Jura treffen wir zuerst echte jurassische Talgletscher der Würmvergletscherung. Ein solcher erfüllte u. a. das Tal von La Brévine, das Polje von Les Ponts und La Sagne, in welches das alpine Eis nicht mehr eindringen konnte. Hingegen stand das Niveau des letzten Rhônegletschers nahe dem Austritt der Areuse aus dem Gebirge, auf den Bergen von Boudry, ca 1180 m hoch; es konnte daher in großer Mächtigkeit das tiefe Val de Travers erfüllen, in dem die letzten alpinen Blöcke oberhalb St. Sulpice 920 m hoch liegen[3]). Dieser Zweig des Rhônegletschers erhielt beständige Nahrung durch jurassisches Eis von den bis 1000 m hohen Gehängen der Umgebung, und diese konnten auch dann, als die Schneegrenze bereits um 2—300 m gestiegen war und das alpine Eis sich aus dem Areusetal zurückziehen mußte, noch Nährmaterial liefern. An Stelle des alpinen trat ein ansehnlicher Juragletscher, der sich aus mehreren kleinen Eisströmen zusammensetzte, die aus dem Tal der Sucre bei Couvet und von den Gehängen des Chasseron ins breite Val de Travers, von den Höhen des Solmont und aus dem Creux du Van in die enge Schlucht der Areuse zwischen Noiraigue und Champ-du-Moulin herabflossen[4]).

Namentlich im Creux du Van konnte sich wegen seiner Nordexpedition und der hohen, den Kessel gegen S schützenden Wände noch in recht späten Phasen des Gletscherrückzugs ein Eisrest erhalten. In manchen Zügen erinnert der Creux an ein Kar[5]), doch fehlt ihm die für ein Kar bezeichnende Zentraldepression. Am Ausgang des Creux liegt bei der »Ferme Robert« ein kleiner Stirnmoränenwall und unterhalb dessen erstreckt sich bis ans linke Areuse-Ufer reichend und auf alpiner Grundmoräne lagernd, eine kolossale Blockanhäufung in Gestalt eines riesigen Schuttkegels. Das Material ist scharfkantig und ausschließlich jurassisch; es kommt sichtlich aus dem Creux du Van. Wegen der unregelmäßigen Lagerung und ihrer Mächtigkeit im Vergleich zu dem kleinen Einschnitt des Creux hielt Du Pasquier diese Ablagerung für einen postglazialen Bergsturz von der Nordwand des Creux[6]), Schardt hingegen für ein kolossales jurassisches Moränenfeld, gebildet von einer Reihe von Stirnmoränen des Creux-du-Van-Gletschers[7]). Am wahrscheinlichsten ist es, daß hier zur Zeit, als noch ein Gletscher aus dem Creux abfloß, von dessen Wänden ein Bergsturz auf den Gletscher niederging und von diesem bis an die Areuse transportiert wurde. Von der Bedeutung dieser »Bergsturzmoräne« für die Geschichte des Areuse-Tals sprechen wir an anderer Stelle.

Der Abfluß des Juragletschers des Val de Travers richtete sich sowohl nach W zum Doubs als nach O zum Neuenburger See. Zur Zeit seiner größten Ausdehnung, als der

---

[1]) Rollier, Sur l'existence d'anciens lacs glaciaires (Arch. de Genève, XII, 1901, S. 1 des S.-A.).

[2]) Rollier hält (1. supplém., S. 167) seinem Schema entsprechend die Kiese und Sande der Pierre-Pertuis für Äquivalente des Hochterrassenschotters, die Moräne von Champs-Meusel für »néoglaciaire«. Doch unterliegt es keinem Zweifel, daß alle die genannten Ablagerungen einer, nämlich der Würmeiszeit, angehören.

[3]) Du Pasquier, Le Glaciaire du Val de Travers (Bull. soc. Neuch. XXII, 1893, S. 21).

[4]) Vgl. darüber Schardt et Dubois, Géologie des gorges de l'Areuse (Ecl., VII, 1903, Nr. 5, S. 440 ff.).

[5]) Schardt (a. a. O.) nennt ihn geradezu ein typisches Kar.

[6]) Le Glaciaire du Val de Travers (Bull. soc. Neuch., XXII, 1893, S. 26 ff.).

[7]) A. a. O., S. 441.



Rhônegletscher schon lange den Fuß des Jura verlassen hatte, erreichte der Juragletscher das Vorland und warf eine ca 600 m lange Moräne bei Bôle, nördlich von Boudry auf [1]).

Die südlich der Areuse aus dem Jura austretenden kleinen Täler besaßen kleine Gletscher vor der Ankunft des Rhônegletschers der Würmeiszeit, der hier überall die erste Jurakette überstieg; denn es wird überall unter der alpinen rein jurassische Grundmoräne angetroffen; doch scheinen diese Gletscher bereits erloschen zu sein, als der Rhônegletscher den Jurafuß verlassen hatte [2]). Seinen eigenen Gletscher hatte auch das Plateau von Auberson, wo an vielen Stellen jurassische Grundmoräne angetroffen wurde; er traf am Col des Étroits mit dem alpinen Gletscher zusammen, erstreckte sich aber nicht weiter gegen das Val de Travers.

Das Orbetal bot dem letzten Rhônegletscher abermals die Möglichkeit, tiefer in das Innere des Gebirges einzudringen. Die erratischen Spuren reichen hier in zusammenhängendem Zuge im Orbe- und Jougnenaztal aufwärts und über den Col de Jougne (1050 m) bis in das Becken von Pontarlier. Freilich hat das alpine Eis daran nur wenig Anteil; es wurde verdrängt und ersetzt durch mächtige Juragletscher, die aus dem Talkessel von Vallorbe, vom Mont D'or ins Tal von Ferrières, aus dem oberen Jougnenaztal und aus den Tälern des oberen Doubsgebiets zusammenflossen, wo überall ein reich gegliedertes zusammenhängendes Relief über die damalige Schneegrenze aufragte. Pontarlier selbst ist auf einer Moräne erbaut, die namentlich in dem ca 15 m hohen Hügel »Le Mont« nördlich des Bahnhofs gut sichtbar ist. Hier liegt über mächtigen, nach N einfallenden Kiesen und Sanden eine echte Juramoräne, in der sich vereinzelt auch kleine alpine Trümmer finden. Benoît hielt diese Moräne für gleichaltrig mit der großen Ausbreitung alpinen Eises im Innern des Jura [3]), Brückner für eine Rückzugsmoräne der Rißvergletscherung [4]). Doch spricht das Überwiegen jurassischen Materials, der frische Erhaltungszustand, der Zusammenhang mit fluvioglazialen Schottern, die offenbar der letzten Vergletscherung angehören, viel eher für eine Juramoräne der Würmeiszeit; in einer unzweifelhaft älteren Ablagerung, die in einer Kiesgrube östlich von Pontarlier am Fuße des Mont Larmont beobachtet wurde, ist der Erhaltungszustand ein ganz anderer, die Beimischung alpinen Materials eine viel reichere. Auch das Drugeongebiet war der Schauplatz einer beträchtlichen lokalen Vergletscherung in der letzten Eiszeit. Juramoränen sind allerorts durch die Eisenbahnlinie Pontarlier—Frasne angeschnitten, und sie bedecken auch das ausgedehnte Plateau von Nozeroy; in ihnen liegt der flachufrige, seichte Étang de Frasne, ein typischer Moränensee [5]).

Als sich die Gletscher aus den Tälern des Kettenjura zurückzogen, entstanden an vielen Stellen glaziale Abdämmungsseen, teils durch das Eis, teils durch die zurückgelassenen Moränen aufgestaut. Ablagerungen solcher Seedecken, in der Regel in Form von Deltaschottern, finden sich u. a. im Tale der Areuse, wo die Abdämmung durch die erwähnte »Bergsturzmoräne« geschah, ferner in der Umgebung von Pontarlier [6]). Die große Wasseransammlung, die hier durch die Juraendmoränen bei Frasne im W, bei Arçon im N aufgestaut war, erfüllte das ganze Becken von Pontarlier und stand durch das Tal

[1]) Baltzer, Beitrag zur Kenntnis Schweizer Diluvialgebiete (Mitt. nat. Ges. Bern, 1899, S. 54).

[2]) Vgl. Baltzer (a. a. O.), der die von Schardt als jurassische Endmoränen aufgefaßten Ablagerungen bei Vuitebeouf, Beaulmes u. a. O. dem Rhônegletscher zuweist.

[3]) Note sur une expansion des glaciers alpins dans le Jura central (Bull. soc. géol., 3. série, V, 1876/77, S. 63); merkwürdigerweise spricht Benoît von vorwiegend alpinem Material; diese Beobachtung konnte trotz näherer Untersuchung nicht bestätigt werden.

[4]) Eiszeitalter, S. 493.

[5]) Eine genaue Einzeichnung der Moränenwälle gibt Benoits der zitierten Abhandlung beigegebenes Kärtchen.

[6]) Vgl. darüber: Delebecque, Lacs français, Paris 1893, S. 62 und 367, ferner Delebecque, Bull. serv. carte géol., VIII, 1895, Nr. 53, S. 198; Rollier, Arch. de Genève 1901, XII, S. 4.

des Doubs mit kleineren Seen weiter oberhalb in Verbindung, von denen der eine das Doubstal zwischen Oye und La Cluse de Mijoux erfüllte, wo Reste einer Terrasse, 10 bis 20 m über dem Doubs, mit Deltaschottern des kleinen Baches von Les Vernots erhalten sind, während ein anderer bei Frambourg am Ausgang des Tales von Les Verrières sich befand [1]).

Eine Aufstauung wahrscheinlich durch den Rhônegletscher selbst trat auch im Orbegebiet ein. Das Orbetal um Vallorbe und das Tal des Jougnenaz um Ferrière waren damals in ein zusammenhängendes Seebecken verwandelt, das teilweise durch Schotter ausgefüllt wurde. Ein mächtiger sublakustrer Schuttkegel reicht vom Dorfe Jougne bis zum Talboden herab; dann treten solche Schotter im Tal von Ferrière an mehreren Stellen auf; sie bilden ferner nahe der Mündung des Jougnenaz in die Orbe eine Terrasse bei »Les Jurats« und kommen auch in der Orbeschlucht beim »Saut du Day« vor. Hier ist das Material sandig und lehmig, teils moränenartig, teils mit Deltaschichtung, teils jurassisch, teils alpin, offenbar eine Ablagerung vom Gletscherrand. Spuren dieser Schotter finden sich schließlich am Col de Jougne und bis nach Les Hôpitaux. Es bestand also in dieser Rückzugsphase vorübergehend auch ein Wasserlauf aus dem Trockental bei Les Hôpitaux gegen das Orbetal, der auch erwiesen wird durch das Vorkommen von Geröllen von Limonit und Muschelsandstein aus der Gegend von St. Croix in diesen Schottern, die nur über das Plateau von Fourgs oder durch das Tal von Verrières in diese Talflucht gebracht werden konnten [2]). Dieser Flußlauf ist natürlich viel jünger als die Ausgestaltung der Täler; für die Talgeschichte des Doubs- und Orbegebiets ist er ohne Belang.

Weiter gegen S gehend, treffen wir die Ablagerungen eines jurrassischen Talgletschers im Tale des Nozon. Seine Grundmoräne kleidet den Kessel von Vaulion aus, und über ihrem Verbreitungsgebiet liegen ebenso wie im Orbetal hoch auf den Gehängen die verstreuten alpinen Erratica der Rißvergletscherung. Der Nozongletscher sperrte dem Rhônegletscher, der am Gebirgsrand ungefähr 1100 m hoch stand, das weitere Vordringen; die Berührungszone beider ist sehr deutlich durch das plötzliche Überhandnehmen alpiner Geschiebe (in mehreren Aufschlüssen bei dem Weiler »Les Jorats« in 950 m) zu erkennen. Auch das Nozontal wurde beim Rückzug seiner Gletscher zeitweilig in einen See verwandelt, wie der ebene Talboden unterhalb Vaulion und Deltaschotter erweisen.

Südlich des Nozon beginnt die geschlossene Mauer der ersten Jurakette, die dem Rhônegletscher der Würmeiszeit nirgends mehr den Eintritt in das Innere des Gebirges gestattete. Aus allen den kleinen Tälchen senkten sich Juragletscher zum Vorland herab, die noch am Gehänge mit dem alpinen Eisstrom zusammentrafen.

Diesen Juragletschern hat Schardt ein besonderes Studium gewidmet; nach ihm traten die durch den Rhônegletscher zurückgestauten kleinen Eiskörper erst bei dessen allmählichem Rückzug, des Seitendruckes entlastet, recht ins Leben und stießen kräftig ins Vorland vor [3]). Mehrfache Untersuchungen haben diese sog. Rekurrenzphase der Juragletscher, zum mindesten in dem ihr von Schardt zugeschriebenen Ausmaß unhaltbar gemacht; die von Schardt als Endmoränenwälle der Juragletscher gedeuteten Ablagerungen im Vorland erwiesen sich in der Regel als der alpinen Vergletscherung zugehörige Bildungen, als Ufermoränen, Kames, Drumlins und ähnliches [4]).

Im Innern des Gebirges lag der Schauplatz einer nicht unbeträchtlichen lokalen Vergletscherung. Von den über 1600 m hohen Gehängen konnten sich ansehnliche Gletscher entwickeln [5]). So floß vom Fuße der Dôle ein Gletscher durch das Tälchen von Vuarne

[1]) Nach Magnin, Les lacs du Jura (Ann. de Géogr., III, 1893/94, S. 87) stand dieser See einst in Verbindung mit dem See von St. Point, was aber durch die Beobachtung nicht zu bestätigen ist.

[2]) Rollier, 2. supplém., S. 144.

[3]) Ecl. V, 1898, S. 511, Arch. de Genève 1898, XXXIX, S. 482.

[4]) Vgl. dazu: Baltzer, Mitt. nat. Ges. Bern 1899, S. 54 und Ecl. VI, 1900, S. 378; Äberhardt, Ecl. VII, 1901, S. 104 und Machaček, Mitt. nat. Ges. Bern, 1901, S. 9 ff.

[5]) Brückner (Eiszeitalter 587) rechnet manche dieser kleinen Eiskörper wohl mit Recht einer postglazialen Rückzugsphase zu.



herab zum Col de St. Cergue, von da einerseits zum Vorland, anderseits auf das 1100 m hohe Plateau von Les Rousses. Dieses war seinerseits von einem Plateaugletscher bedeckt, der sowohl nach NW zum Biennetal, als nach NO ins Seetal von Joux abfloß.

B. Die Lokalgletscher des Plateaujura.

Die geringe Gliederung des Plateaujura, seine Neigung zu ausgedehnten Hochflächen ohne wesentliche Höhenunterschiede, schließlich die rasche Höhenabnahme gegen W waren der Entwicklung des Glazialphänomens nicht förderlich. Zur Zeit der Rißvergletscherung war der überwiegende Teil des Plateaujura in das Bereich der alpinen Vereisung einbezogen, die Gelegenheit zur Bildung selbständiger Gletscher nicht gegeben; aus der Würmeiszeit treffen wir erst im zentralen und südlichen Plateaujura Spuren einer ansehnlichen Lokalvergletscherung.

Diese Gebiete machte Delebecque zum Gegenstand eingehender Detailstudien[1]), in deren Verlauf er zu der Überzeugung gelangte, daß im Ain- und Biennegebiet zwei seitlich auseinanderfallende Vergletscherungen nachweisbar seien, eine ältere charakterisiert durch moränenartige Bildungen, aber ohne Endmoränen und zugehörige fluvioglaziale Schotter, die andere, jüngere mit deutlichen Endmoränenwällen und Schottermassen. Diese Auffassung kann nur in dem Sinne verstanden werden, daß die Ablagerungen der älteren Periode der Rißeiszeit zuzurechnen sind, in der aber eine deutliche Trennung der alpinen und jurassischen Vergletscherung nicht möglich ist und in der eine Individualisierung selbständiger jurassischer Gletscher aus der allgemeinen Eisbedeckung nicht zustande kommen konnte, während die Bildungen der jüngeren Periode der Würmvergletscherung angehören.

Von den weiten, nur selten 1000 m hohen Plateaus östlich von Ornans und nördlich bis an den Doubs sind sichere Nachweise von Gletscherspuren nicht bekannt; zwar verzeichnet Kilian (carte géol. dét., Bl. Ornans) häufig vereinzelte Fetzen erratischer Ablagerungen; doch konnte ich öfters, wie z. B. in der Combe d'Abondance bei Morteau, mich von ihrem Vorhandensein nicht überzeugen, wie überhaupt die französischen geologischen Karten die Verbreitung des »terrain glaciaire« viel zu groß angeben. Ebenso ist die Einzeichnung einer flächenhaften jurassischen Vergletscherung außerhalb der Altmoränen oder ihrer Spuren auf Favres Gletscherkarte völlig unbegründet. Unsicher bleibt es ferner, ob einstmals lokale Gletscher bis an den Westrand des Jura herabgestiegen sind. Schon Benoît betonte, daß die Gletscher des Jura durch die Pässe von Salins, Arbois, Poligny und Lons-le-Saunier bis in die Bresse herabgelangt seien[2]), und M. Bertrand (carte géol. dét., Bl. Lons-le-Saunier) gibt ihre Moränen an der »Falaise« des Jura zwischen Salins und Lons-le-Saunier in Höhen von 200—300 m an[3]). Für diese Gletscher des Juraabfalles steht aber nur ein Einzugsgebiet von rund 600 m Höhe zur Verfügung, und auch in der Rißeiszeit muß hier die Schneegrenze weit über dieser Höhe gelegen sein, so daß doch eine irrige Beobachtung oder Verwechslung mit Schottern oder pliocänen Geröllen vorzuliegen scheint[4]). Nach Bourgeat hatte auch der Mont Poupet (853 m) seinen eigenen Gletscher, denn man habe hier im Walde von Mouchard erratische Blöcke gefunden; anderseits erwähnt Vézian vom Mont Poupet einen alpinen Chloritschieferblock[5]). Es gelang mir am Mont Poupet nicht, glaziale Spuren nachzuweisen; er dürfte, wie die ganze Umgebung von Salins stets unter der eiszeitlichen Schneegrenze gelegen sein.

Weit sicherer und frischer sind die Glazialspuren im Aingebiet, von denen wir hier nur die der Würmeiszeit als derjenigen, die eine selbständige Juravergletscherung erzeugte,

---

[1]) Bull. serv. carte géol. France VIII, Nr. 53, 1895; X, Nr. 69, 1898; XI. Nr. 73, 1899 und XIII, 1902.

[2]) Note sur une expansion des glaciers alpins dans le Jura central (Bull. soc. géol. (3.) V, 1876/7, S. 61).

[3]) Von hier erwähnt sie seither u. a. Delebecque (Bull. serv. carte géol. France X, S. 128) und Bourgeat (Bull. soc. géol. (3.) XXVII, 1898/9, S. 445).

[4]) Auch Brückner (Eiszeitalter, S. 489) bezweifelt die Ausdehnung der Juragletscher der Rißeiszeit bis an den Abfall des Plateaus, gibt aber die Möglichkeit zu, daß sie sich in einer älteren Eiszeit bis hierher herabzogen.

[5]) Les anciens glaciers au Jura (Ann. club alp. franç. III, 1876, S. 501). Wohl mit Recht hält Brückner (a. a. O., S. 488) diese vereinzelten Blöcke für pliocän.

zu würdigen haben. Damals war das obere Aingebiet um Nozeroy von einer aus dem Doubsgebiet herüberreichenden Eisdecke überzogen; ein selbständiger Talgletscher aber bestand im Aintal, der bei Crotenay unterhalb Champagnole endete. Oberhalb davon bis an den Ostrand des Beckens von Champagnole begleiten Zwischenbildungen von Moränen und den daraus hervorgegangenen Schottern den Fluß, der sich durch diese ein bis 50 m tiefes Bett gegraben hat; unterhalb Crotenay beginnt die prächtige Ainterrasse. Östlich derselben liegt der See von Chalain (h = 500 m, A = 232 ha, T = 34 m)[1], der über die sein oberes Ende umrahmenden Plateauhöhen weit in das breite, aber zugeschüttete Aintal hinausreicht; von seinem versumpften Westende steigt das Terrain allseits sanft an, so daß man bei dieser flachen Wannenform fast von dem kleinen Zungenbecken eines Seitengletschers sprechen könnte. Auffallenderweise wird der See unterirdisch zum Ain entwässert. Seine Entstehung schreibt Delebecque der Abdämmung durch die Stirnmoräne des Seitentälchens zu[2]; angesichts der Gestaltung des Terrains und mangels überzeugender Aufschlüsse möchte ich eher die Ainterrasse als Ursache der Abdämmung ansehen. Hingegen sind sichtlich die beiden Seen von Chambly im Tale des Hérisson (Lac dessus h = 518 m, A = 49,5 m, T = 24,6 m) und Lac dessous (h = 518 m, A = 33 m, T = 11 m) durch die südlich von Doucier deutlich aufgeschlossene Endmoräne des Hérissongletschers aufgestaut. Das Nährgebiet dieser Seitengletscher bildeten die vielgegliederten Plateauhöhen des über 1200 m hohen Mont Noir; an seinem Fuße entwickelte sich ein breiter Talgletscher in der Mulde von St. Laurent, aus der mehrere Eiszungen durch die Täler der Saine und Laime nach NW abflossen und sich auch über die umrahmenden Gehänge flächenhaft ausgebreitet haben dürften, wie die allseits vorkommenden jurassischen Moränen beweisen. Hier liegen auch die beiden kleinen Seen von Maclu, die durch Moränen vom Tale der Laime abgesperrt sind. Ebenso war das Tal des nächst südlichen Nebenflusses des Ain, des Drouvenant, von einem Gletscher erfüllt, und in einem linken Seitental liegen die beiden malerischen Seen von Soyria (h = 534 m, A = 63,5 und 17,4 ha, T = 18,7 und 16,4 m), gleichfalls typische Moränenseen, getrennt durch eine schwach wellige Fläche fluvioglazialen Ursprungs und abgedämmt durch die mächtige Endmoräne des Drouvenantgletschers. Sie ist u. a. aufgeschlossen an der »Route nationale« westlich von Clairvaux, auch die Stadt selbst ist größtenteils auf Juramoräne erbaut. Offenbar lag hier die Schneegrenze der Würmvergletscherung tiefer als im Kettenjura, höchstens in 1000 m Höhe.

Die auffallende Mächtigkeit der Ainterrasse in dieser Gegend wird erklärlich durch ihre Struktur. Zwischen der Endmoräne von Crotenay im N und der von Largillay im S, die einem von O kommenden Seitengletscher angehören dürfte, zeigen die Schotter beim Austritt der Täler aus den Plateaus in das Aintal durchaus Deltaschichtung. Delebecque fand sie bei Vieux-Bourg, Montigny, Charcier und Clairvaux[3]). Bei letzterem Orte sind es zunächst feine Sande mit Deltaschichtung, darüber Schotter, die schließlich in die erwähnte Moräne übergehen. Eigentümlich geformte Hügel erinnern hier an Drums. Es war das Aintal zwischen Crotenay und Largillay von einem Stausee erfüllt, dessen Spiegel ca 530 m hoch lag und der durch die Schotter des Ain und seiner Nebenflüsse zugeschüttet wurde[4]). Dabei blieb das Becken des Lac de Chalain gleichsam ausgespart, während die übrigen Seen noch innerhalb der Moränenumwallung der Seitentäler liegen.

Ein Zentrum intensiver Vergletscherung bildete das weitverzweigte Quellgebiet der Bienne. Hier lieferten die Höhen des Mont Risoux (1423 m) und des Mont Noir (1274 m)

---

[1]) Diese Zahlen sowie die folgenden nach Delebecque, Les lacs français, Paris 1898.
[2]) A. a. O., S. 263.
[3]) Bull. serv. carte géol. 1895, Nr. 53, S. 197 und Les lacs français, S. 867.
[4]) Vgl. auch Delebecque a. a. O.

ausreichendes Firnmaterial, das nicht nur nach W und NW ins Doubs- und Aingebiet und nach NO ins Tal des Lac de Joux, sondern auch nach S zum Biennetal abfloß. Zwischen den genannten Höhen liegt die Combe de Bellefontaine mit den beiden kleinen Moränenseen Lac des Mortes und de Bellefontaine (10 und 16 ha groß), und an ihrem Austritt in das Biennetal sind Moränen in ca 50 m Mächtigkeit aufgeschlossen. Von SO kam ein Zufluß vom Plateau von Les Rousses, aus NW ein solcher aus der Mulde von St. Laurent, und die vereinigten Massen flossen im Biennetal abwärts, dessen Gehänge im nördlichen Teile noch hoch über die Schneegrenze aufragten, so daß u. a. auch ein kleiner Eisstrom aus der Mulde des Lac d'Abbaye über die Forêt de la Joux devant ins Biennetal abfließen konnte. Wir haben es also hier in den zentralsten Teilen des Gebirges mit einem wahren Eisstromnetz zu tun, dessen Ausläufer strahlenförmig nach allen Richtungen den großen Tälern folgten. Dem entspricht auch die Länge des Biennegletschers. Er folgte dem Biennetal bis nahe vor dessen Mündung in das Aintal und überschritt dann eine niedrige Bodenschwelle, über die eine heute von der Eisenbahn benutzte Tiefenlinie nach dem Tale der Ange und nach La Cluze führt. Hier lag abermals der Vereinigungspunkt zahlreicher kleiner lokaler Gletscher, indem einer aus dem Seetal von Nantua, ein anderer von S aus dem Oignintal und schließlich der Biennegletscher aus dem Tale der Ange zusammenflossen. Die Ufermoränen dieser Eismassen finden sich u. a. in dem schönen Talkessel von Volognat und bei Genois.

Die rasche Höhenabnahme des Gebirges nach W läßt die Spuren lokaler Vergletscherung in dieser Richtung rasch verschwinden. Das Gebiet der Valouse mit Höhen von wenig über 600 m hatte keinen eigenen Gletscher mehr; seine erratischen Ablagerungen stammen aus der Zeit der Maximalvergletscherung, als die vereinigte jurassisch-alpine Eismasse aus dem Aintal ins Valousetal über die die beiden Täler trennenden Rücken hinüberquoll und im Valousetal selbst ungefähr bis Chemilla unterhalb Arinthod vordrang.

Südlich der Querlinie Nantua—Bellegarde kompliziert sich die lokale Vergletscherung mit der alpinen, die ja auch in der Würmeiszeit noch den Jura des Bugey erfüllte. Doch konnten sich gewiß im Tale der Semine und der Albarine (Val Romey) bei Höhen bis zu 1500 m noch lokale Gletscher behaupten, als der Rhônegletscher bereits aus dem Jura zurückgewichen war.

Mit den lokalen Juramoränen der Würmvergletscherung stehen in allen größeren Tälern fluvioglaziale Schotter in Form von Terrassen in Verbindung, die im Durchschnitt etwa 30 m über den heutigen Flußspiegel sich erheben. Im Berner Jura sind sie nur in spärlichen Resten an wenigen Stellen vorhanden. So ist eine niedrige Terrasse im Birstal bei Malleray, Court und Moutier angedeutet, mächtiger entwickelt im mittleren Teile des Beckens von Delsberg und in einzelnen Fetzen bis Soyhières und Laufen. Erst in der Umgebung von Basel und in den kleinen Tälern des Kettenjura tritt der Niederterrassenschotter in schöner Entwicklung als unterste Terrasse wieder auf. Im Doubstal finden sich isolierte Reste dieser Schotter bei Biaufond und Goumois, offenbar gleichaltrig mit den deutlichen Terrassen, die sich 20 bis 25 m über dem Fluße von Pontarlier abwärts bis nach Morteau verfolgen lassen, wo sie beim Dorfe Seigne besondere Mächtigkeit erreichen[1]. Schließlich begleiten Schotterterrassen den ganzen Lauf des Ain von Champagnole abwärts bis gegen Cize, sowie der Bienne, namentlich um St. Claude. Spuren höher gelegener Schotter wurden bisher im Jura nirgends in größerem Ausmaß angetroffen.

---

[1]) Alle diese Vorkommnisse des Doubstales betrachtet Rollier (1. supplém., S. 144) als Äquivalente des Hochterrassenschotters. Ihre niedrige Lage über dem Flusse, ihr frischer Erhaltungszustand, namentlich aber ihre Verknüpfung mit jüngeren Moränen, z. B. bei Pontarlier, macht ihre Stellung als Niederterrassenschotter unzweifelhaft.

Die Höhe der diluvialen Schneegrenze im Jura läßt sich aus naheliegenden Gründen nur für die Würmvergletscherung und für diese auch dort nur mit größerer Sicherheit bestimmen, wo sich die Juragletscher deutlich von der alpinen Invasion individualisierten. Im Berner Jura trugen Höhen über 1300 m bereits kleine Gehängegletscher oder Firndecken, im oberen Doubsgebiet konnten sich bei Höhen von 13—1500 m schon kleine Talgletscher entwickeln, während die Plateauflächen östlich von Ornans, die 1000 m nur selten übersteigen, keine selbständigen Gletscher mehr lieferten. Diese treffen wir dann wieder, abgesehen von dem viel höheren südlichen Kettenjura, im südlichen Plateaujura bei Höhen von wenig über 1200 m. Es lag also die Schneegrenze der Würmeiszeit im ganzen Jura wohl nirgends beträchtlich unter 1000 m, stieg aber auch nicht über 1200 m empor. Dabei scheint sie vom regenreicheren Westrand des Gebirges gegen O um etwa 200 m anzusteigen, lag also durchweg tiefer als im Schweizer Alpenvorland, wo sie Brückner zu rund 12—1300 m annimmt (Eiszeitalter, S. 492 und 586).

Die Eiszeit hatte im Jura für die Ausgestaltung der Reliefformen lange nicht die Bedeutung wie in den Alpen. Das alpine Eis lagerte sich über große Teile des Gebirges nur als eine wenig mächtige Decke, die lokalen Gletscher, welche die Juratäler erfüllten, waren zumeist unbedeutende Eiskörper im Vergleich zu den gewaltigen Eisströmen, die in den Alpentälern abflossen. Nur im südlichen Jura, also im ganzen Rhônegebiet, werden wir auf namhafte morphologische Wirkungen der Vergletscherung stoßen. Sonst aber fehlen dem Jura die Produkte glazialer Erosionstätigkeit, wie Kare, ausgeschliffene Felswannen, übertiefte Haupttäler, trogförmig ausgestaltete Talprofile nahezu vollständig. Als karähnliche Hohlformen, bei deren Ausgestaltung dem Gletscher ein gewisser Anteil zukommt, können nur der Creux du Van, das Tälchen von Vuarne am Fuße der Dôle und vielleicht auch das Becken des Sees von Crozet in der Kette des Colomby von Gex bezeichnet werden. Überhaupt kommt für den Jura die akkummulierende Tätigkeit des Eises viel mehr als die erodierende in Betracht und gelangt in Abdämmung von Tälern zu Seebecken und in der Verlegung der Wasserscheide zum Ausdruck. Diese morphologische Seite des Eiszeitphänomens wird uns in speziellen Fällen bei der Betrachtung der Talgeschichte des Jura wieder zu beschäftigen haben.

Die Geschichte des Jura seit dem Beginn der großen Dislokationsperiode haben wir bisher aus den großen Zügen seiner Oberflächengestaltung abzulesen versucht. Sie spiegelt sich aber auch wieder in den Schicksalen seiner Flüsse und Täler, die ihrerseits an die Entwicklung der randlichen Entwässerungslinien gebunden sind.

VI. Kapitel.

Die Flüsse und Täler des Jura.

Obwohl auf großen Flächen das gleichsinnige Gefälle durch das Auftreten von Wannen unterbrochen wird, ist der Jura doch vorwiegend eine Tallandschaft. Namentlich in seinem kettenförmig gebauten Teile sind die Flüsse an eine Reihe von Taltypen gebunden, die ohne Übergangsformen so scharf entwickelt sind, daß sie auch dem naiven Beobachtungssinn der Bevölkerung nicht entgangen sind und regionale Bezeichnungen erhalten haben.

1. Der einfachste Fall eines Tales im Faltungsgebirge ist der eines Mulden- oder Synklinaltales (val oder vallon, während vallée der allgemeine Ausdruck für Tal ist); seine Entstehung bedarf keiner weiteren Erklärung. Die gewöhnliche Talform ist ein breiter



Trog mit zumeist bewaldeten und mäßig ansteigenden Gehängen. Die Muldentäler des Jura zeichnen sich durch ihre geringe Tiefe aus; ihre Flüsse haben sich in der Regel nicht allzu tief unter das Niveau der vorgezeichneten Tiefenlinie eingeschnitten, wohl infolge ihrer Wasser- und Geschiebearmut. Eine und dieselbe Mulde wird zumeist von mehreren Flüssen benutzt, deren Täler durch niedrige Talwasserscheiden getrennt sind. Im Berner Jura erstreckt sich eine einzige Mulde von Tramelan im W bis Bärenwyl im O durch fast 60 km und wird von fünf Flüssen entwässert. Selten sind die Mulden derart geöffnet, daß ihr Fluß durch sie in eine ungefaltete Gegend hinaustritt.

2. Die Talbildung quer zum Streichen der Falte kann sich entweder auf den einen Schenkel des Gewölbes beschränken oder dieses vollkommen durchschneiden. Im ersteren Falle haben wir es wie bei den Muldentälern mit einer der Struktur folgenden (konsequenten) Entwässerung zu tun, wobei aber nur die Richtung, nicht die Lage des Entwässerungskanals bestimmt ist (indefinite consequent rivers nach Davis). Das Wasser läuft, dem Gefälle folgend, am Gehänge der Falte herab und schafft sich ein untergeordnetes Seitental. In vielen Gegenden des Jura ist hierfür der Name »Ruz« üblich, weshalb er von Penck allgemein für alle kurzen Seitentäler des Jura, die senkrecht zum Streichen der Falten verlaufen, gebraucht wurde[1]). Doch fehlt, wie Früh betont[2]), der Ausdruck in manchen Teilen des Jura und wird dann durch andere, wie chenal, chenan, ersetzt. Die Anzahl der ein Gehänge zerfressenden Abdachungsflüsse ist ein Maßstab für den Niederschlagsreichtum der betreffenden Gegend; sie finden sich an der Wetterseite einer Kette häufiger als an der Leeseite. Besonders auffallend ist dieser Unterschied zu beiden Seiten des St. Immertales, von dessen nach NW exponiertem, rechtem Gehänge sechs kleinere und fünf große, bis auf den Kamm des Chasseral hinaufführende Flankentäler sich herabziehen, während von links nur drei kleine Gräben münden, obwohl die beiden Gehänge im Schichtbau und Zusammensetzung vollkommen übereinstimmen. Ein ähnlicher Gegensatz besteht auch zu beiden Seiten der Vellerat- und Graiterykette. Das Ausmaß der Flankenerosion ist aber auch bedingt durch ihr Alter. Je älter ein Gewölbe, desto stärker und tiefer wird es von untergeordneten Seitentälern zerfressen und zerteilt. Die vollkommene Durchschneidung bis zur nächsten Mulde führt dann zur Bildung eines Quertales[3]).

3. Die Quertäler des Jura führen ganz allgemein den Namen Cluse (Klus); sie werden fast immer genau senkrecht zum Streichen des Gewölbes vom Flusse in geradlinigem Laufe durchmessen. Ihre hohen, steilen und kahlen Wände mit den herrlichen Schichtbiegungen machen die Klusen zu den malerischsten Punkten des Jura. Das Talprofil ist im Gegensatz zu den breiten Muldentälern scharf V förmig; breite, torähnliche Durchbrüche sucht man im Jura vergebens. Ein- und Ausgang der Klus ist stets eng und schluchtartig, da hier durch das Untertauchen des Gewölbes nur seine harte Deckschicht vom Flusse durchschnitten wird. In der Mitte sind die Klusen zumeist elliptisch oder kreisförmig erweitert, indem der Fluß im Kerne des Gewölbes auf weichere Mergel stieß und diese ausgeräumt wurden, worauf die harten, in der Mitte des Gewölbes nahezu horizontal lagernden Kalkschichten durch Untergrabung und Abbruch nachfolgen. So entstehen die »hémicycles« der französischen Geologen, mit ihrem halbmond- oder hufeisenförmigem Umriß und ihren oft mehrere 100 m hohen Abstürzen.

---

[1]) Morphologie II, 78.

[2]) Zur Kritik einiger Talformen und Talnamen der Schweiz (Vierteljahrsschr. nat. Ges. Zürich, 1896, XLI, S. 329).

[3]) Von dem Moment, wo die rückschreitende Erosion den Scheitel des Gewölbes erreicht, arbeitet sie entgegen der Struktur; zeitlich folgen solche Flußstrecken der Struktur nach, weshalb sie auf der Kartenskizze der Flußentwicklung im Berner Jura in das Bereich der »subsequenten Erosion« eingerechnet wurden, also als Nachfolgeflüsse (nach Penck) bezeichnet wurden.

Für die Entstehung der Klusen gelten dieselben Erwägungen wie für Quertäler überhaupt. Die älteren Geologen sahen in ihnen bekanntlich nichts anderes als aufgerissene Spalten, entstanden bei der katastrophenartigen Hebung des Gebirges, und noch 1884 traten Bourgeat und der ältere Lory für die Spaltenhypothese ein, wobei sie sich auf angebliche Diskordanzen zu beiden Seiten der Klus von Morez stützten, und räumten dem rinnenden Wasser nur die Kraft ein, die zerbrochenen Blöcke weggeschafft zu haben[1]). Boyer führte gleichfalls die Klusen auf Brüche zurück und kam zu dem Schlusse, daß die »coupures transversales« des Jura eine mittlere Richtung von N 30° W einhalten, die zusammenfalle mit großen Bruchlinien der Westalpen[2]). Die gleiche Richtung der Klusen erklärt sich einfach aus ihrem zum Streichen der Juraketten senkrechten Verlauf und die Konkordanz beider Gehänge ist in den meisten Fällen eine so auffällige, daß weder an offene noch an geschlossene Spalten zu denken ist. Die Klusen des Jura sind wie alle Quertäler reine Erosionsresultate, nur die Art und Weise dieser Wirkung ist in jedem besonderen Falle einzeln zu studieren. Sehr viele Klusen, namentlich diejenigen, bei denen das Gefälle des Flusses und die Enge des Tales nach aufwärts zunimmt, sind wohl nichts anderes als fortgebildete Flankentäler, die schließlich den Fluß der nächsten Mulde anzapften. Dieser Fall konnte namentlich dann eintreten, wenn ursprüngliche Verschiedenheiten in der Höhe der lokalen Erosionsbasen vorhanden waren, so daß die angezapfte Mulde in der Vertiefung zurückblieb. Seltener dürfte es vorgekommen sein, daß zwei opponierte Ruz gleichzeitig ihre Hintergehänge durch rückwärtige Erosion abtrugen und sich zu einem Quertal vereinigten. Bei manchen der heutigen Ruz ist der Moment nicht allzu ferne, wo die Erosion das nächste Muldental erreichen wird. Das Quertal von Alt-Hammer im östlichen Berner Jura nähert sich bereits sehr bedenklich der Mulde von Soltersschwand; die Kette des Vellerat ist parallel zur sog. Tiergarten-Klus von einem Flankental durchsetzt, dessen oberes Ende nur mehr ½ km von der Mulde von Rebeuvelier entfernt ist. Eine andere Erklärungsmöglichkeit der Klusenbildung ist die der sog. Überflußdurchbrüche, des Abflusses der in der Mulde angesammelten Gewässer über den niedrigsten Punkt der Umwallung, was bei den zumeist geschlossenen tektonischen Mulden des Faltenjura häufig der Fall sein konnte. Übrigens brauchte es dabei nicht zur Bildung eines Sees zu kommen, da die Flüsse sich während des Aufsteigens der umschließenden Ketten in diese einzuschneiden vermochten[3]). Solche Lücken sind ursprüngliche Senken im Verlauf der Antiklinalkammlinien, Punkte geringster Aufwölbung oder geradezu die Stellen des Untertauchens einer Antiklinale. Solche Täler bezeichnet Penck als »Walmtäler«, da sie zwischen den Walmseiten zweier Antiklinalen angelegt sind. Lapparent erklärte die meisten Klusen des Jura als in solchen »ensellements« der Ketten gelegen; andere sollen sich an Drehungen im Verlauf der Antiklinalaxen, also gleichfalls an tektonisch schwache Stellen knüpfen[4]). Auf tektonische Anlage läßt sich die Klusenbildung auch dann zurückführen, wenn längs Querlinien horizontale Verschiebungen oder Verschleppungen auftreten, ein Fall, der im Jura nicht selten ist. Wo die Bildung der Klusen unter der Annahme früherer Seebecken erklärt werden soll, sollte man deren Ablagerungen noch anzutreffen meinen. Freilich können diese in dem langen Zeitraum seit der Hebung des Gebirges wieder vernichtet worden sein oder unter quartären Ablagerungen verborgen liegen. In vielen Fällen aber spricht gegen diese Erklärung der Umstand, daß die Seen viel leichter an anderen Punkten der Umwallung überfließen konnten als an den Stellen der heutigen Klusen; denn diese liegen oft geradezu zwischen den höchsten Punkten der Gewölbeaxen. In manchen Fällen gibt außer dieser Tatsache auch noch die Anordnung der Klusen in Reihen, das ausgeglichene Gefälle und andere Umstände der Möglichkeit Raum, daß wir es mit antezedenten Flußläufen zu tun haben, die älter sind als die Faltung, durch deren aufsteigende Höhen sie sich ihren ursprünglichen Weg offen halten konnten. Jedenfalls sind für jede einzelne Klus alle Erklärungsmöglichkeiten zu prüfen und es läßt sich die an einem Orte gewonnene Überzeugung nicht ohne weiteres auf einen anderen Fall übertragen[5]).

4. Ein fortgeschritteneres Stadium der Anpassung der Flüsse bedeuten die Antiklinal- und Monoklinallängstäler; ihre Flüsse folgen der Struktur zeitlich nach, sind subsequent im Sinne Davis, Nachfolgeflüsse nach Penck. Ihre Bildung geht von den Flanken- und Quertälern aus, indem durch diese ein weicher Horizont angeschnitten wird; sie knüpfen sich daher im Jura stets an die wenig widerstandsfähigen Lias-, Oxford- und Argovianmergel. Ihrem jüngeren Alter entsprechend liegen sie zumeist noch hoch über dem Niveau der Muldentäler, denen sie durch ein kurzes Quertal tributär werden.

Die Geologen der älteren Schule sahen in ihnen Aufrisse auf den Scheiteln der Gewölbe; demgemäß unterschied Renaud-Comte Antiklinaltäler verschiedener Ordnung je nach dem Alter der ihren Boden bildenden Schicht[6]). Aber schon Rütimeyer bezeichnete sie als reine Erosionswirkungen, und später

---

[1]) C. R. de l'excursion &c. de Champagnole à St. Laurent (Bull. soc. géol. 3. série, 1884, XIII, 775).

[2]) Remarques sur l'orographie des Mts. Jura (Mém. soc. émul. Doubs 1887, 276ff.); die eingehende Widerlegung bei Rollier (1. supplém. &c., S. 276).

[3]) Hartung, Beitrag zur Kenntnis der Tal- und Seebildung (Ztschr. d. Ges. f. Erdk. Berlin, 1878, S. 292); Philippson, Studien über Wasserscheiden (Mitt. Ver. Erdk., Leipzig, 1886, S. 272ff.) und De la Noë et de Margerie, Les Formes du terrain, S. 140ff.

[4]) Leçons de géographie physique, Paris 1898, S. 126; ähnliches nahm auch F. Lang an (Actes soc. helv. sc. nat. 1865, S. 81).

[5]) Vollkommen ausgeschlossen ist für den Jura die Annahme epigenetischer Durchbruchstäler, weil seit Schaffung seiner Strukturformen diese nicht mehr von Schichten transgredierend überlagert wurden.

[6]) Étude systematique des vallées d'érosion dans le dept. du Doubs (Mém. soc. émul. Doubs 1846, S. 23ff.).

haben De la Noë und de Margerie in klarster Weise ihre Entstehung dargelegt und an mehreren Beispielen aus dem Kettenjura erklärt [1]), so daß hierzu nichts hinzuzufügen ist.

Die erste Bedingung für eine subsequente Entwässerung ist das Anschneiden eines leicht zerstörbaren Horizonts. Durch Erosion, Untergrabung und Abbruch entstehen hierbei oft Hohlformen von fast kreisrundem Umriß, wie die »Noire Combe« bei Moutier; bisweilen nehmen sie eine merkwürdig regelmäßige Gestalt an, wie der Creux du Van im rechten Gehänge des Val de Travers, oder der Zirkus von St. Sulpice zwischen Fleurier und Verrières (vgl. S. 36 u. 37), mit schluchtartigem Ausgang und hohen steilen Wänden [2]). In gleicher Weise entwickeln sich, indem die Erosion längs des wenig resistenten Horizonts weitertastet, Täler, entweder auf dem Kamm des Gewölbes als Antiklinaltäler, oder in einem seiner Gehänge als Monoklinaltäler. Für beide Formen gebrauchte Thurmann seit 1832 den Ausdruck »Combe«, womit im Jura ganz allgemein hoch gelegene, kleine und enge Täler bezeichnet werden. Seit Desor wurde »Combe« in der Juraliteratur gleichbedeutend mit »Antiklinaltal«; da jedoch das Volk diesen Ausdruck keineswegs nur in dem von Desor gemeinten Sinne, sondern gelegentlich auch für hochgelegene Muldentäler, z. B. den obersten Teil des Valserinetals (combe de Mijoux) oder auch für Quer- und Flankentäler (z. B. combe des Lavoirs in der Rangiers-Kette) verwendet, so hat sich Früh entschieden gegen den Gebrauch des Ausdrucks »Combe« als morphologischen Typus ausgesprochen [3]); er ist auch hier immer nur in Verbindung mit einem Namen verwendet.

Da die subsequente Erosion längs weicher Schichtglieder auf geringen Widerstand stößt, so kann sie bisweilen das Übergewicht über die Erosion des Haupttals erlangen und es wird das ursprünglich viel höher gelegene untergeordnete Tal allmählich zu gleicher oder größerer Tiefe erodiert als das Hauptal. So liegt das an Oxfordmergel geknüpfte Tal des Sucre nördlich von Couvet, dort, wo es durch ein Quertal zum Val de Travers entwässert wird, nur mehr 50 m höher als die Sohle des Haupttals an der Mündung des Quertals.

5. Die Täler des Plateaujura. Alle bisher geschilderten Typen der Talentwicklung finden ihre reichste Vertretung im Kettenjura; sie finden sich zwar auch in dem plateauförmig gebauten Teile des Gebirges, doch fehlen hier die für den Kettenjura so charakteristischen großen Muldentäler fast gänzlich. Vielmehr zeichnen sich die großen und tiefen Täler der Hauptflüsse des Plateaujura, wie des Doubs, Ain, der Bienne, im größten Teile ihres Laufes durch eine auffällige Unabhängigkeit von den Strukturformen aus. Sie fließen in gewundenem Laufe in zumeist tief eingeschnittenen, engen Tälern mit V förmigem Querschnitt dahin; der Talcharakter bleibt derselbe, ob der Fluß dem Schichtstreichen folgt oder dasselbe rechtwinklig kreuzt. Dieser Gegensatz zu den Haupttälern des Kettenjura ist begründet in der verschiedenen Geschichte der Talbildung in den beiden Hauptteilen des Gebirges, deren Betrachtung wir uns nun zuzuwenden haben.

Für die Modellierung der Gehänge aller Juratäler wird die verschiedene petrographische Zusammensetzung der gebirgsbildenden Schichten von Bedeutung. Jeder Steilabfall entspricht einem kalkreichen, jede sanfte Böschung (talus) einem mergeligen Schichtglied, und deren häufiger Wechsel erzeugt dann, namentlich bei den Tälern der Nachfolgeflüsse, oft zwei- bis dreifach gestufte Gehänge, während bei den einfachen Muldentälern zumeist einheitliche Schichtkomplexe vom Kamm bis zur Sohle sich herabsenken, außer wenn die Reste von Kreideschichten eine Terrassierung der Talgehänge erzeugen. Hingegen fehlen den Juratälern die für die Alpentäler so bezeichnenden Erosionsterrassensysteme nahezu völlig, ein Umstand, der auf die verschiedene Entwicklung der talbildenden Kräfte in beiden Gebirgen hinweist.

1. *Die Entwässerung des jurassischen Bodens vor seiner Faltung.*

Zur Zeit der letzten marinen Periode des Miocäns ragte der Jura, soweit er nicht überflutet war, als eine Halbinsel von ungefährer N—S-Erstreckung in das nach S und W sich zurückziehende helvetische Meer hinein. Im N hing er mit den alten Festlandsmassen von Südwestdeutschland zusammen, ohne daß diese Verbindung durch das Rheintal ober-

---

[1]) Les Formes du terrain, S. 145 ff.

[2]) In den Anfängen der geologischen Erforschung des Jura, bei Thurmann, Gressly, Studer u. a. galten diese Zirken als »cratères de soulèvement«, als Sitz der vulkanischen Kräfte, ja man glaubte sogar eine konzentrische Anordnung derselben um einen zentralen Hebungsknoten, den Mont Terrible, zu erkennen (Siegfrid, Schweizer Jura, S. 74); von anderer Seite wurden sie auf unterirdische Erosion und Einsturz zurückgeführt (Bourgeat, Observations sommaires sur le Boulonnais et le Jura, Bull. soc. géol., 3. série, 1892, XX, S. 268).

[3]) Zur Kritik einiger Talformen usw., a. a. O., S. 318.

halb Basel unterbrochen gewesen wäre; im W trennte die bereits angedeutete Saône-Niederung den Jura von den Ausläufern des französischen Zentralplateaus. Während noch das Meer den südlichen Teil des Jura bedeckte, wirkten im nördlichen schon vor dem Beginn der großen Faltungsperiode, die das heutige Relief in seinen wesentlichen Zügen schuf, die erodierenden und abtragenden Kräfte des Landes. Die ältesten Spuren der damaligen Entwässerung des Jura sind uns erhalten in den Geröllen der Juranagelfluh im Schweizer Tafel- und den angrenzenden Teilen des Kettenjura, sowie in den Geröllen und Sanden mit Dinotherium, die über einen großen Teil des Elsgaues verstreut sind und die große Anhäufung im Bois de Raube bei Delsberg bilden. Sie weisen übereinstimmend auf eine nach S gerichtete Entwässerung, deren Ursprungsort in den ihres mesozoischen Mantels noch nicht beraubten Gebieten des Schwarzwaldes und der Vogesen lag; von hier flossen die ältesten Juraflüsse auf einer im Miocän entstandenen Abdachung zum Miocänmeer nach S. Während aber fortan im Schwarzwald und in dessen südlichem Appendix, dem Tafeljura, die Entwässerung nur durch vertikale Krustenbewegungen größere Störungen erfuhr, nahmen wohl zunächst auch die Juraflüsse von dem neu auftauchenden Boden Besitz, und es mag ein großer subjurassischer Strom, dem nach W sich zurückziehenden Meere folgend, den heutigen südlichen Jura gequert haben [1]). Dann aber führte der nun eintretende Faltungsprozeß zu einschneidenden Veränderungen in dem bisherigen Entwässerungssystem; der Rand des neu aufsteigenden Gebirges hob sich immer schärfer von seiner Umgebung ab, und die Juraflüsse wurden randlichen Tiefenlinien untergeordnet.

2. *Geschichte der Jurarandflüsse.*

Der Abfall der ersten Juraketten gegen das Schweizer Mittelland ist heute in seiner ganzen Länge vom Genfer See bis zum Rhein durch eine Tiefenlinie gekennzeichnet, in der bei Entreroches in 460 m die Wasserscheide zwischen Rhône- und Rheingebiet, nur 25 m über dem Spiegel des Neuenburger, 85 m über dem des Genfer Sees liegt. Dieser Umstand legt es nahe, die heutigen Verhältnisse als nicht von lange her feststehend zu betrachten. Schon Rütimeyer machte darauf aufmerksam und vermutete, daß der Neuenburger und der untere Genfer See nur die durch eine nachträgliche Dislokation getrennten Stücke eines früheren Tales seien; er verweist auf den Veyron, der bei Bière entspringend zuerst nordöstlich gegen Yverdon fließt, aber dann mit der Venoge vereint nach S zum Genfer See abbiegt [2]). Diesen Gedanken an einen ehemaligen Zusammenhang zwischen dem heutigen oberen Rhône- und dem Rheingebiet hat Lugeon vor kurzem wieder aufgegriffen [3]); er gelangt aus der Betrachtung der heutigen unentwickelten und jugendlich erscheinenden Topographie im Kanton Waadt zur Annahme eines pliocänen Stromes, der aus dem heutigen Tal der Walliser Rhône über Attalens ins Broyetal und so ins Rheingebiet abfloß. Hingegen hat Brückner, wie bereits erwähnt, aus den Höhenverhältnissen des Schweizer Alpenvorlandes und den Sockelhöhen der ältesten Glazialschotter gezeigt, daß die präglaziale Landoberfläche des Vorlandes eine eingeebnete, schiefe Rumpffläche war, die wahrscheinlich schon damals wie heute zwei Abdachungen besaß [4]). Wir hätten also in präglazialer Zeit, als der Jura bereits seine heutige Höhenlage besaß, einen Randfluß anzunehmen, der in der Richtung der heutigen unteren Rhône gegen SW abfloß, und einen anderen, der ungefähr dem gegenwärtigen Aarelauf entspricht.

---

[1]) Vgl. Mayer-Eymar, Anciens lits des fleuves subalpins suisses (Arch. de Genève, 1881, VI, S. 297).
[2]) Über Tal- und Seebildung, S. 55.
[3]) Le Rhône était-il tributaire du Rhin? (Bull. soc. vaud. XXXIII, 1897, S. 71).
[4]) Die Alpen im Eiszeitalter, S. 472. Die von Lugeon zum Beweis einer einstmaligen Verbindung zwischen Rhône- und Rheingebiet herangezogenen Täler sind nach Brückner sämtlich quartär und nicht pliocän.

Brückner suchte aber die Geschichte der Jurarandflüsse noch weiter nach rückwärts zu verfolgen (a. a. O. S. 479). Die von ihm angenommene pliocäne Rumpffläche des Jura, entstanden zwischen den zwei Dislokationsperioden des Gebirges, ist nach Brückner vornehmlich ein Werk der Alpenflüsse, die aus den Alpen kommend, das Alpenvorland und den mit diesem den Alpenfuß bildenden, eingeebneten Jura querten und so an dessen Westrand gelangten. Den Beweis hierfür sieht Brückner in verstreuten Geröllen alpiner Herkunft im Jura selbst und in den sog. Sundgauer Schottern. Letztere sind eine unregelmäßig geschichtete Ablagerung von kieseligem Lehm an der Basis, der nach oben zementierten Geröllagern Platz macht; sie wurden beobachtet u. a. bei Altkirch, Delle, Volkensburg und Neuweiler und zuerst von Gutzwiller als oberelsäßischer Deckenschotter eingehend beschrieben und in das Unterpleistocän, somit zu den ältesten Glazialschottern verwiesen[1]). Aber seine tiefgründige Verwitterung, das Vorherrschen von Quarzgeröllen, die Größe der Gerölle und die gelbe Farbe unterscheidet den Sundgauer Schotter stark von allen Glazialschottern der Umgebung, weshalb er von Brückner (a. a. O. S. 458) in das Oberpliocän gestellt wurde. Die Zusammensetzung des Sundgauer Schotters hielt Köchlin-Schlumberger nach den vorherrschend alpinen Geröllen für rheinisch[2]), Kilian für vorwiegend vogesisch: die Glimmersandsteine läßt er aus der deutschen Trias, die Grauwacken, Quarzite und andere Gerölle speziell aus den Vogesen stammen[3]). Gutzwiller hat aber den alpinen Ursprung dieser Schotter überzeugend dargetan (a. a. O. S. 582): die Vogesensandsteine befinden sich an sekundärer Lagerstätte und stammen aus der miocänen Nagelfluh, die auch sonst viel Material zu diesem Schotter geliefert hat; es scheinen aber die Gesteine der Mittel- und Westschweiz über die der Ostschweiz vorzuherrschen; es kommen wohl gewisse Varietäten des Verrucano vor, aber niemals die typischen Sernifite des Linthgebiets; ferner wurden zahlreiche Rhônequarzite konstatiert, Arollagneis und Protogin; ganz zu fehlen scheinen die Kalke des Jura.

Es fragt sich nun, wie diese Gerölle an ihre heutige Stelle gelangen konnten. Gutzwiller hielt sie für glazialen Ursprungs (a. a. O. S. 627), obwohl die dazugehörigen Moränen fehlen; auch müßten dann, wie Brückner betont, Jurakalke in großer Menge sich darin finden. Der fluviatile Charakter des Sundgauer Schotters ist also wohl zweifellos[4]), und aus der Herkunft der Gerölle schließt eben Brückner, daß im oberen Pliocän die Gewässer der Mittel- und Westschweiz, also des Reuß-, Aare- und Rhônegebiets, senkrecht zum Streichen der Alpen über eine Fußebene, der auch der damals eingeebnete Jura angehörte, direkt nach NW floßen, wo wir im Sundgauer Schotter ihre Gerölle finden. Das Fehlen von Jurageröllen in demselben erklärt Brückner dadurch, daß der Jura damals eingeebnet war und daher keine Gerölle liefern konnte.

Dieser Deutung stehen aber doch mehrfache Bedenken gegenüber, die auch die Zweifel verstärken helfen, die bereits oben gegen die Brücknersche Annahme einer zweimaligen Faltung des Jura und einer dazwischen liegenden Einebnungsperiode ausgesprochen wurden. Zunächst fragt es sich, wohin die Alpenflüsse flossen, die vor der (von Brückner angenommenen) pliocänen Einebnung des Jura an dessen Faltenzüge stießen. Es ist doch wohl schwer anzunehmen, daß sich ihnen überall bereitwillig Pforten durch das Gebirge öffneten und den Durchlaß nach W gewährten. Es muß wohl auch die altpliocäne Jurafaltung, die sich ja ungefähr längs derselben Linien äußerte, wie die jungpliocäne, den Alpenflüssen einen Wall entgegengestellt haben und daher ein Sammelkanal am Fuße des

[1]) Die Diluvialbildungen in der Umgebung von Basel (Verh. nat. Ges. Basel 1894, X, S. 576ff.).
[2]) Bull. soc. géol., 2. série, XVI, 1858/59, S. 343.
[3]) Mém. soc. émul. Montbéliard 1885, S. 27.
[4]) So auch Rollier, Compte rendu de l'excursion dans l'oligocène des environs de Porrentruy (Bull. soc. géol., 3. série, XXIV, 1897, S. 1035).

damaligen Jura ähnlich der heutigen randlichen Tiefenlinie entstanden sein; und es ist nicht klar einzusehen, warum nun die Alpenflüsse diese verlassen, in das Innere des Gebirges gelangen und dieses einebnen konnten.

Ferner ist es auffallend, daß die Alpenflüsse, die den Jura gequert haben sollen, in diesem keine Spuren hinterlassen haben. Da die zweite Dislokation des Gebirges (auch nach Brückners Anschauung) doch nicht so energisch war, so müßten doch die großen und mächtigen Alpenflüsse ihren Lauf sich größtenteils bewahrt haben; es müßten antezedente Flußläufe in größerer Zahl und Ausdehnung im Jura nachweisbar sein, und zwar in der ehemaligen Nordwestrichtung, senkrecht zum Streichen der heutigen Ketten. Allerdings vermutet Brückner im Durchbruch des Doubs durch die Lomont-Kette und in den Klusen der Birs im Berner Jura antezedente Durchbrüche in bezug auf die zweite Faltung; aber ihre Richtung ist eine ausgesprochen nordsüdliche, nicht nordwestliche, und überhaupt überwiegt im Kettenjura die durch die Struktur bestimmte und ihr nachfolgende Entwässerung. Auch sollten die Alpenflüsse im Innern des Jura beträchtliche Geröllmassen zurückgelassen haben. Nun beruft sich Brückner in dieser Hinsicht auf die hochgelegenen Reste von Quarzschottern an den Rändern und auf der Rumpffläche des Jura [1]. Diese sind aber offenbar sehr verschiedenen Alters und Ursprungs. Einmal sind es die sog. cailloutis des plateaux im heutigen Rhônegebiet um Lagnieu, Bourg und an anderen Orten der südlichen Bresse, die wir bereits als wahrscheinliche Reste eines Deckenschotters erwähnt haben. Andere dieser alpinen Gerölle sind zweifellos glazialer Herkunft, wie die in der Umgebung von Hauteville im Jura des Bugey, wo sie mit Moränen in Beziehung treten. Viele dieser Quarzite sind aber nicht alpin, sondern die sog. »Chailles remaniées«, Kiesel in rotem Ton eingebettet und hervorgegangen aus der Lösung der Oxfordmergelkalke, so zwischen Ornans und Besançon, bei Torpes und Palente [2]. Die fremden Gerölle in einigen Tälern des Berner Jura, z. B. bei Delsberg, Laufen und Tavannes, die schon Greppin zum Öningian rechnete, sind sicherlich älter als das Pliocän. Es sind entweder Vogesengerölle, wie namentlich die Granite, Eurite, Grauwacken und Vogesensandsteine, oder sie stammen, wie besonders die südlichen Vorkommnisse um Sorvilier und Moutier, aus der subalpinen miocänen Nagelfluh, und gehören einem, nunmehr zerstörten Strandwall des helvetischen Meeres an [3]. Ein Zusammenhang zwischen den im Jura verstreuten Geröllen und dem Sundgauer Schotter ist bisher ebensowenig konstatiert wie eine petrographische Übereinstimmung. Längs des ganzen Westabfalls des Jura bilden die besagten Schotter alpiner Herkunft nur im Sundgau Ablagerungen von größerer Mächtigkeit. Die Quarzite kommen weiter im S nur vereinzelt in den hochgelegenen Schottern über dem Doubs- und Saônetal vor, so bei Montbéliard, bei Besançon ca 100 m über dem Doubs [4], bei Mouchard und Pagnoz unweit von Salins u. a. O.; in größerer Zahl in der Bresse selbst, bei Dôle und nach S bis Sellières, doch ist hier ihre alpine Herkunft nicht erwiesen, nach Delafond und Depéret stammen sie aus den Vogesen [5].

Sollte der ganze Jura einmal im Pliocän eingeebnet gewesen sein, so müßten wohl die Alpenflüsse an mehreren Stellen aus dem Gebirge ausgetreten sein; nirgends aber finden sich am Jurarand Ablagerungen analog dem Sundgauer Schotter. Es scheint sich also bei

[1]) Ihre genaue Beschreibung, auf die wir uns auch im folgenden beziehen, geben: Boyer, Sur la provenance et la dispersion des galets silicateux et quartzeux dans l'interiéur et sur le pourtour des Mts. Jura (Mém. soc. émul. Doubs, X, 1885, S. 414—448) und Boyer und Girardot, Le quartaire dans le Jura bisontin (ebenda, 1891, S. 345—384).

[2]) Boyer und Girardot, S. 361, erklären ihre Rundung durch eine lokale Eisdecke, nicht durch echte Gletscher, was recht unwahrscheinlich ist.

[3]) Vgl. Rollier, 2. supplém. etc., S. 132 ff.

[4]) Boyer, a. a. O. S. 433.

[5]) Les terrains tertiaires de la Bresse, S. 208.

diesem um den Schuttkegel eines großen Stromes zu handeln, der durch die Lücke zwischen dem Elsgauer Jura und den Vogesen in das heutige Doubstal hinaustrat. Früher dachte man an einen alten Rheinlauf in dieser Richtung [1]) oder an eine Verbindung zwischen dem oberen Elsaß und dem unteren Rhônegebiet [2]). Das Fehlen typischer Rheingesteine im Sundgauer Schotter scheint aber darauf hinzuweisen, daß es die Gewässer der West- und Mitttelschweiz waren, die sich zu einem solchen Strome vereinigten. Das Fehlen von Jurakalken ist dabei nicht befremdlicher, als die Abwesenheit alpiner Kalke. Beide sind längst der Verwitterung und Lösung zum Opfer gefallen, wie auch die meisten Feldspatgesteine, und nur die widerstandsfähigeren Quarzite sind erhalten geblieben. Der Strom, der im Sundgauer Schotter seinen Schuttkegel angehäuft hat, muß keineswegs den Jura durchquert haben; es ist nicht ausgeschlossen, daß damals, also im oberen Pliocän, das Rheintal zwischen Waldshut und Basel bereits gebildet war, von dessen Entstehung nur gesagt werden kann, daß sie zwischen den Schluß des Miocäns und den Beginn des Quartärs fällt. Daß in diesem Stücke des Rheintals pliocäne alpine Schotter und Gerölle nicht beobachtet wurden, kann nicht wunder nehmen. Finden sich doch hier, wo der Rhein zwischen den festen Gesteinen des Schwarzwaldes und des Tafeljura gleichsam gefesselt dahinfließt, auch von den ältesten Glazialschottern nur spärliche Überreste an die Gehänge geklebt, und jede Akkumulationsperiode hat seither durch seitliche Erosion das Tal zwar nur unmerklich erweitert, jedenfalls aber die älteren Geröllanhäufungen zunächst entfernt. Wohin vor der Bildung dieses Teiles des Rheintals der Abfluß des Schweizer Alpenvorlandes sich wandte, bleibt freilich unter allen Umständen ebenso unbestimmt, wie der Abfluß des Rheingebiets unmittelbar nach der Bildung der Talfurche oberhalb Basel.

Sicheren Boden für die Geschichte der Entwässerungssysteme am Jurarand gewinnen wir erst mit dem Beginn des Quartärs. Damals floß die Aare bereits in ihrer heutigen Rinne am östlichen Jurafuß zum Rhein. Gleichzeitig nahm auch schon der Abfluß des oberen Rhônegebiets seinen Lauf nach SW, wo stets ungefähr in der gleichen Gegend ein Fluß das Gebirge verlassen hat.

Die Aare behält ihren Charakter als Jurarandfluß, mit Ausnahme einer kurzen Unterbrechung zwischen Aarburg und Aarau, wo beiderseits Juragesteine auftreten, bis Wildegg. Hier wendet sie sich nördlich, um bald darauf bei Windisch mit Reuß und Limmat vereint, den Jura zu durchbrechen. Alter und Entstehung dieses Durchbruchs läßt sich aus der Lagerung der ältesten Glazialschotter entnehmen. Die präglaziale Landoberfläche im nördlichen Teile des Alpenvorlandes stellt sich, wie Brückner (a. a. O. S. 469 ff.) gezeigt hat, als ein flacher Trichter dar, der sich gegen Koblenz zu senkte. Nach Ablagerung des älteren Deckenschotters zerschnitten die Flüsse diese eingeebnete Fläche, und dabei geriet die Aare zunächst in die Molasseschichten, später auch in die vorspringenden, ebenfalls der präglazialen Rumpffläche angehörenden östlichsten Sporne des Jura. Es sind daher die Durchbrüche der Aare zwischen Aarburg und Aarau, sowie zwischen Wildegg und Brugg, ebenso auch der Durchbruch der Limmat durch die Lägernkette bei Baden als epigenetisch und älter als der jüngere Deckenschotter zu betrachten [3]), wobei bei der Limmat noch der begünstigende Umstand hinzutritt, daß sie die Lägern an der Stelle einer Senkung der Antiklinalachse durchquert [4]). Diese Durchbrüche bestanden vielleicht sogar schon am Ende des Tertiärs an der heutigen Stelle, als die Ausläufer des Jura noch von Tertiär überkleidet waren. Später wurden die weichen Molasseschichten denudiert, die

---

[1]) So auch Boyer und Girardot, a. a. O. S. 352.
[2]) Kilian, Ann. de Géogr. IV, S. 323.
[3]) Brückner, a. a. O. S. 469.
[4]) Mühlberg, Lägernkette, Ecl. VII, 1903, S. 251.

harten Jurakalke blieben als Berge bestehen, und zwischen ihnen hat sich die Aare durch Seitenerosion ein breites Tal geschaffen, in dem die späteren Akkumulationsperioden ihre Schotter anhäuften. Diese liegen in Tälern des älteren Deckenschotters, und auch heute hat die Erosion noch nicht die Sohle des Niederterrassenschotters erreicht; wo die Aare, z. B. bei Brugg und Aarau, über festen Fels fließt, liegen nur ursprüngliche Aufragungen des Felsbodens vor[1]).

Die Geschichte der Jurarandflüsse ist uns nur in großen Umrissen bekannt; diese Unsicherheit wirkt auch zurück auf die Geschichte der Juraflüsse selbst, deren Schicksale durch die der randlichen Entwässerung bestimmt wurden. Wir betrachten im folgenden zunächst die Flüsse des Kettenjura, nämlich das Birsgebiet und die kleineren selbständigen Flüsse, die nach der Tiefenlinie am Ostrand des Gebirges austreten, sodann das Doubs- und Aingebiet und schließlich den Hauptfluß des südlichen Jura, die Rhône.

I. Das Birsgebiet.

Die Birs entspringt als starke Quelle aus einer ehemaligen, jetzt durch Erosion zerstörten Höhle auf der Nordseite der Pierre-Pertuis in 790 m Höhe, wo sie die Gewässer vom Sonnenberg und der Montozkette sammelt. Sie durchfließt sodann das breite, tertiärerfüllte Muldental von Tavannes ziemlich genau in der tektonischen Achse der Mulde bis Court (670 m) und nimmt von links die Trame auf; während aber die Mulde nach O weiterstreicht bis zu einer 1020 m hohen Talwasserscheide zwischen der Birs und ihrem Nebenfluß, der Rauß, und eine untergeordnete Synklinale bei Champoz sich zwischen Moron- und Graiterykette drängt, läßt die Birs die tektonischen Tiefenlinien unbeachtet, sondern durchbricht in einer großartigen, in der Mitte hemizyklisch erweiterten Klus, einer der schönsten und regelmäßigsten des Jura, das Gewölbe des Graitery und Mont Girod in nach NNO gekrümmtem Laufe, schräg zum Streichen der Ketten. Sodann betritt sie die Mulde von Moutier und erhält hier einen kleinen Nebenfluß von links, der sich weit nach W bis zu einer Talwasserscheide in 927 m eingeschnitten hat, von welcher ein Bach nach der Mulde von Souboz und Sornetan fließt. Von rechts mündet in die Birs die Rauß, die aus der Mulde von Gänsbrunnen kommt, die Kette des Graitery geradlinig und fast genau senkrecht zum Streichen durchbricht und bei Crémine in die Mulde von Moutier tritt. Unmittelbar unterhalb Moutier bricht die Birs in tiefen Klusen durch drei eng aneinandergepreßte Faltenzüge hindurch; zunächst quert sie das kurze Gewölbe der Basse Montagne, unmittelbar darauf in einer abermals kesselartig erweiterten Klus das Gewölbe des Raimeux, wobei die Erosion bis auf den Keuper herabgeht; dann kreuzt die Birs bei La Verrerie eine sehr enge Mulde und nimmt hier von beiden Seiten kleine Muldenflüsse auf, von denen der eine nach W bis zu einer Talwasserscheide in 1044 m und somit zur Mulde von Undervelier führt, der andere aus der Mulde von Rebeuvelier stammt. Dann folgt die Klus der Birs durch die Velleratkette und nun tritt sie in 450 m Höhe in das weite Tertiärbecken von Delsberg. Ihr bedeutendster Zufluß in diesem ist von rechts die Schelten; diese entspringt am Fuße der Hohen Winde, durchfließt zuerst ein Muldental, tritt durch eine kurze Klus bei Chetelat in das Delsberger Becken bei Mervelier und durchmißt dessen ganze Osthälfte; hierbei nimmt sie von links die Gabiare auf, die im Oberlauf die Mulde von Seehof entwässert, bei »In der Bächle« (730 m) aber nicht dem Streichen der Mulde gegen Crémine weiter folgt, sondern rechtwinklig umbiegt und den Mont Raimeux in der Klus von Envelier durchbricht. Sodann tritt die Gabiare in die Mulde von Vermes, folgt aber dieser nur ein kurzes Stück und zieht einen Durchbruch,

[1]) Brückner, a. a. O. S. 460.



die sog. Tiergartenklus, durch die östliche Fortsetzung des Vellerat vor, um in das Delsberger Becken zu gelangen. Dessen Hauptfluß aber ist die Sorne. Ihre Quellflüsse liegen in der Mulde von Sornetan; der längste, die Sornette, entspringt am Ostrand der Freiberge bei Les Genevez und vereinigt sich mit dem Flusse von Souboz. Die Sorne durchbricht dann in wildromantischer Klus die Kette des Coulou, quert die Mulde von Undervelier, wo sie von beiden Seiten Muldenflüsse aufnimmt, durchbricht die Kette des Vellerat und betritt bei Berlincourt das Delsberger Becken. Durch die Sorne verstärkt, kreuzt die Birs senkrecht zum Schichtstreichen die Mont-Terri-Kette in der Klus von Vorburg und tritt bei Soyhières (407 m) in ein vielgewundenes Tal, das im allgemeinen schief zum W—O Streichen der Ketten verläuft und in dem unter die Sohle der Mulde erodierte Längstalstrecken mit Quer- uud Diagonaltalstrecken abwechseln. Dabei durchbricht die Birs die zwischen der Mont-Terri- und der Blauenkette gelegenen Faltenzüge, die Kette von Movelier und die Buebergkette, nahe ihrem Ostende. Dann betritt sie das weite, von Tertiär erfüllte Becken von Laufen und nimmt hier die Lützel auf, die in ihrem Oberlauf zuerst westlich am Fuße der Kette von Movelier fließt, dann die Kette des Bueberg durchbricht und nun östlich in gewundenem Laufe zwischen Bueberg- und Blauenkette hindurchfließt, wobei sie sich im Nordschenkel der ersteren ihr Bett herausgearbeitet hat. Unterhalb Laufen tritt die Birs an die Blauenkette heran, fließt in deren Südschenkel isoklinal bis Grellingen, biegt nun scharf nach N um und durchbricht die Blauenkette in ihrer letzten Klus. Von nun an fließt sie genau nördlich am Rande des Tafeljura, wahrscheinlich der in der Fortsetzung des Schwarzwald-Westrandes gelegenen Flexur folgend[1]), bis sie vor Basel den Rhein erreicht.

Die Eigentümlichkeit aller Flüsse des Kettenjura, der stete Wechsel von Längs- und Quertalstrecken, ist im Birsgebiet am deutlichsten ausgesprochen. Der Fluß folgt der von der Struktur vorgezeichneten Tiefenlinie in der Regel nur auf kurze Zeit oder er berücksichtigt sie gar nicht, indem er sie kreuzt, und tritt bald durch ein Gewölbe hindurchbrechend in die nächste Mulde, während kurze Muldenflüsse und niedrige Talwasserscheiden die Verbindung der einzelnen Flußgebiete herstellen.

Im Birsgebiet ist die Entwässerung nach N, also den ursprünglichen Abdachungsverhältnissen entgegengesetzt gerichtet; es hängt daher hier die Frage nach der Entstehung der rostförmigen Anordnung des Flußnetzes zusammen mit der nach dem Alter der einzelnen Talstücke.

1. Entstehung der Birsklusen.

Bei einer Prüfung aller möglichen Fälle der Klusenbildung auf ihre Anwendbarkeit erscheint von vornherein in dem vorliegenden Falle die Annahme äußerst unwahrscheinlich, daß sich vor der Bildung der Klusen in den geschlossenen Mulden Seen angesammelt hätten, die über die niedrigsten Punkte der Umwallung überflossen. Rekonstruiert man die Gewölbe über den heutigen Klusen, so stellen die Scheitelpunkte keineswegs die tiefstgelegenen Auswege dar. Am auffallendsten ist dies bei der Klus von Court. Der tiefste Punkt der Muldenumwallung ist heute die 1019 m hohe Talwasserscheide gegen die Rauß; hingegen steigen die Gehänge unmittelbar über der Klus, außerhalb des Bereichs von Untergrabung und Abbruch am linken Ufer auf 1039 m, am rechten sofort auf über 1000 m empor. Die Gewölbeschar des Raimeux, die die Birs unterhalb Moutier durchbricht, steigt bis 1300 m an; die steilen Wände oberhalb der Klusen erreichen am rechten Ufer über 900 m und dabei ist gewiß schon ein namhafter Betrag durch nachträgliche Abbrüche verschwunden. Nach N aber führt eine Talwasserscheide in nur 800 m Höhe nach der Mulde

[1]) Heim, Mechanismus der Gebirgsbildung, I, S. 313, Anm.

von Seehof. Und auch im Verlauf der Antiklinalachsen des Raimeux und Graitery gibt es gegen W zu tiefere Punkte als die rekonstruiert gedachten Scheitelpunkte über den Klusen. Die Birs hätte also eine Reihe bequemerer Auswege zur Verfügung gehabt als es die heutigen Klusen sind. Etwas anders liegen die Verhältnisse im Delsberger Becken, das man als ein nachträchlich aufgeschlossenes Polje zu deuten geneigt sein könnte. Die Entwässerungslinien laufen zentripetal nach dem niedrigsten Punkte, dem Austritt der Birs bei Vorburg, zusammen; nichts deutet auf ein ehemaliges Seebecken, denn die ganz flachen Partien des Beckens sind eine Folge der Zuschüttung durch Niederterrassen- und jüngere Schotter. Daß die Birs das Becken gerade in seiner Mitte auf dem kürzesten Wege quert, spricht dafür, daß seine tektonische Anlage jünger ist als der Fluß.

Wir hätten ferner zu prüfen, ob nicht die Birsklusen Wirkungen rückwärtsschreitender Erosion sein könnten, oder schließlich, ob nicht in gewissen Teilen des Birslaufs antezedente Flußstücke vorliegen. Die letztere Ansicht wurde vertreten von W. Foerste[1]: Verwerfungen und Spalten sind in den durch die Klusen aufgeschlossenen Schichtkomplexen, von lokalen, tektonischen Unregelmäßigkeiten abgesehen, nicht nachweisbar; gegen die Auffassung von Überflußdurchbrüchen spricht das Vorhandensein von niedrigeren Stellen in der Umwallung, als es die Orte der heutigen Klusen sind; gegen einfache Rückwärtserosion von Flankentälern namentlich die Anordnung der Klusen in zum Streichen der Falten senkrechten Zügen. Man müßte dann annehmen, daß die Angriffspunkte der Erosion stets so gewählt wurden, daß die Durchsägung von mehreren hintereinander gestellten Gewölben in einer Reihe zustande kam. Es bleibt daher für Foerste nur die Erklärung durch Antezedenz: Die Klusenflüsse des Berner Jura sind Reste der einstmaligen südlich gerichteten Entwässerung des Jura, die sich im Verlauf der Faltung ihren Weg durch die aufsteigenden Gewölbe bewahrten. Dieser Anschauung ist im Prinzip auch Rollier beigetreten[2], und schließlich hat Brückner schon 1897 die Durchbrüche der Birs als antezedent aufgefaßt[3].

Gegen die Anwendbarkeit dieser Theorie auf die Birsklusen wendet sich Jenny[4]; nach ihm spricht vor allem der Umstand dagegen, daß die Birsdurchbrüche stets senkrecht zum Streichen der Ketten gerichtet sind; es müßte bei antezedenten Flüssen die zum Streichen schräge Richtung mindestens ebenso häufig sein; ferner die Tatsache, daß der Fluß an mehreren Stellen innerhalb der Klusen seinen Lauf ändere, was unmöglich wäre, wenn die Birs ihn ohne Rücksicht auf die Struktur der Ketten gewählt hätte. Beide Einwände schließen sich aber eigentlich gegenseitig aus; denn wenn der Fluß im Durchbruchstal seine Laufrichtung ändert, so fließt er eben nicht mehr durchaus senkrecht zum Streichen, und es ist für das Wesen der Sache gewiß gleichgiltig, ob der Fluß schräg zum Streichen oder in Windungen hindurchbricht. Jennys Einwände scheinen auf einer irrtümlichen Auffassung der Antezedenztheorie zu beruhen. Diese will keineswegs sagen, daß der antezedente Fluß unbedingt persistent gewesen sei und durch die Faltung keinerlei Änderungen seiner ursprünglichen Lage erfahren habe, sondern setzt geradezu voraus, daß der Fluß sich den besonderen strukturellen und petrographischen Verhältnissen des von ihm durchsägten Gebirges während seines Einschneidens in die aufsteigenden Schollen oder Falten angepaßt hat[5]. In diesem Sinne verstehen wir auch die Entstehung der Birsklusen durch

[1]) The Drainage of the Bernese Jura (Proc. Boston soc. nat. hist. XXV, 1892, S. 392).

[2]) 1. supplém. etc., S. 248.

[3]) Die feste Erdrinde und ihre Formen (Allgem. Erdkunde, II. Teil, Wien 1897, S. 320).

[4]) Das Birstal, Ein Beitrag zur Kenntnis der Talbildung im Faltengebirge (Basel, Schwabe, 1897).

[5]) Vgl. u. a. die Bemerkungen von W. M. Davis in »The rivers and valleys of Pennsylvania (Nat. Geogr. Mag. 1889, I, Nr. 3«) und »A supplementary note on the Drainage of the Pennsylvania Appalachians« (Proc. Boston soc. nat. hist. XXV, 1892), welch letztere Jenny selbst zitiert, aber gegen die Antezedenztheorie ins Feld führt.

einen antezedenten Fluß, und in dieser Hinsicht sind die detaillierten Studien über tektonische Unregelmäßigkeiten sehr wertvoll, die Jenny in den Birsklusen angestellt hat.

In der Klus von Court beobachtete Jenny auf der linken Talseite eine Verwerfung mit nachträglicher Überschiebung im Argovian, ähnliches, nämlich Bruch und doppelte Lagerung am rechten Gehänge; er schließt daraus, daß die Klus von Court nicht dem Zufall ihre Lage verdanke, sondern auf rückwärtige Erosion zurückzuführen sei, die an Punkte tektonischer Störungen angeknüpft habe; diese hätten dem Wasser Angriffspunkte genug geliefert, indem sie sich durch »Risse« oberflächlich geltend gemacht. Ganz die gleiche Argumentation verwendet Jenny auf die Birsstrecke Moutier—Delsberg. Wieder sind es sekundäre Falten, tektonisch schwache Stellen, z. B. im Gewölbekern der Raimeuxkette, wodurch kleine Spalten, Zerreißungen und Berstungen entstanden sein sollen und der Erosion der Weg gewiesen worden sei. Das gleiche gilt nach Jenny auch von der Klus von Vorburg durch die Rangierkette, die aber in ihrer ganzen Erstreckung starke Lagerungsstörungen erfahren hat; östlich der Birs ist sie nach N überschoben, westlich derselben nach S überkippt [1]), an der Stelle der Klus sollen bedeutende Zerreißungen dem Wasser den Weg vorgezeigt haben.

Mit dieser Auffassung der Talbildung stünden wir eigentlich wieder auf dem Boden der alten Spaltenhypothese. Geeignete Angriffspunkte bieten sich der Erosion nur dort, wo sie weniger widerstandsfähige Horizonte antrifft, und solches kann allerdings auch durch sekundäre Dislokationen zustande kommen, ohne daß dabei sich Spalten und Risse bilden. Auch der Umstand, daß die Birs nicht die ganze Graiterykette durchbrochen hat, sondern ihr Tal unmittelbar vor dem Austritt in die Mulde von Moutier in ein isoklinales sich verwandelt, daß ferner die Birs im untersten Teile der Klus von Vorburg ein Oxfordtälchen benützt, spricht nicht gegen Antezedenz, sondern beweist nur die Anpassung des Flusses an die Gesteinsbeschaffenheit. Gleichsam tastend hat der Fluß seinen Weg durch die aufsteigenden Gewölbe gefunden, stets die Punkte geringsten Widerstandes wählend, in einem lang andauernden Erosionsprozeß, dessen einzelne Stadien wir freilich nicht mehr rekonstruieren können.

Die Annahme rückwärtiger Erosion für die Entstehung der Birsklusen vermag, wie Foerste betont hat, ihre eigentümliche Anordnung nicht zu erklären; gegen sie spricht aber auch der Umstand, daß in den Klusen in keiner Richtung eine einseitige schluchtartige Verengung zu erkennen ist, wie es bei einem allmählichen Rückschreiten der Talbildung zu erwarten sein müßte. Nur die zentralen Teile der Klusen sind zirkusartig erweitert, Ein- und Ausgang gleich eng, das Gefälle ausgeglichen und mäßig. Zwischen Court und Soyhières beträgt es auf einem Wege von ca 18 km kaum 260 m, d. i. $\frac{15}{1000}$. Wir betrachten also die fünf Birsklusen dieser Strecke als Werke eines antezedenten Flusses, der sich den vorgefundenen, oder im Entstehen begriffenen tektonischen Verhältnissen und der Gesteinsbeschaffenheit der Ketten in hohem Maße angepaßt hat [2]).

2. *Das Birstal unterhalb Soyhières.*

Zwischen Soyhières und Grellingen fließt die Birs im großen und ganzen schräg zum Schichtstreichen. Zwischen Bois de Treuil und Nieder-Riederwald durchfließt sie zwei durch ein kurzes Quertalstück verbundene Oxfordtälchen, ist also dem Gesteinscharakter

[1]) Vgl. Jenny, Überschiebungen im Berner- und Solothurner Faltenjura (Verh. nat. Ges. Basel, IX, S. 3).

[2]) Es ist nicht unmöglich, daß die von Jenny geschilderten tektonischen Unregelmäßigkeiten teilweise aus jener zweiten Dislokationsperiode des Jura stammen, die wir in dem von Brückner verlangten Ausmaß anzunehmen uns nicht entschließen konnten, die aber sehr wohl gewisse Veränderungen im Birslauf und weitere Anpassungsvorgänge begünstigt haben kann.

angepaßt; es folgt abermals ein kurzer Durchbruch, und zwischen Liesberg und Station—Bärschwyl ist sie ein einfacher Muldenfluß in nicht tief erodiertem Bette; dann folgt ihr Durchbruch durch das untertauchende Ostende der Buebergkette, worauf sie in das Becken von Laufen tritt. Auffallend ist dabei der gleichbleibende Talcharakter. Das Tal ist breit und offen, aus Schottern aufgebaute Talauen stellen sich im Bueberg-Durchbruch und im Oxfordtal der Movelierkette ein. Das weist auf eine recht alte und weit vorgeschrittene Erosionstätigkeit hin, wobei wir nicht zu entscheiden vermögen, ob die Verknüpfung der einzelnen, in verschiedenem Verhältnis zur Struktur stehenden Stücke zu einem Flußlauf durch rückwärtige Erosion erfolgte, oder ob wir es nicht vielmehr auch hier mit sehr weit zurückreichenden Anpassungsvorgängen eines antezedenten Flusses zu tun haben. Gleiches gilt auch von der Lützel, die nicht mehr, wie offenbar früher, der tektonischen Tiefenlinie folgt, sondern in den Nordschenkel der Buebergkette ihr Bett verlegt hat, und von der Birs unterhalb Laufen, wo sie nicht in der Achse des Beckens, sondern im Südschenkel der Blauenkette, unbeeinflußt durch tektonische Störungen fließt. Für den Durchbruch von Grellingen bringt Jenny (a. a. O. S. 28) tektonische Unregelmäßigkeiten vor. Wichtiger scheint es zu sein, daß hier die Umbiegung der Blauenkette gegen N stattfindet. Wir befinden uns aber hier bereits in großer Nähe des Rheintals und in jenem Teile des Gebirges, der durch nachträgliche Krustenbewegungen weitgehende Veränderungen seines Entwässerungssystems erfahren hat, die wir an späterer Stelle zu würdigen haben werden.

3. Die Klusen der Birszuflüsse.

Die beiden Klusen der Sorne zwischen Sornetan und Berlincourt liegen in auffälliger Weise gleich denen der Birs in einer Reihe, weichen aber morphologisch recht sehr voneinander ab. Die untere hat einen engen Ein- und Ausgang und erweitert sich in der Mitte zu einem elliptischen Zirkus, dessen ebenen Boden die an Liasmergel geknüpften »Grands champs« bilden. Die Vorgänge des Abbruchs und der Verwitterung sind an mächtigen Schutthalden namentlich am linken Ufer deutlich erkennbar. Ganz anders die obere Klus. Bedeutend enger und wilder, hat sie keine auffallende Erweiterung; das Gefälle des Flusses nimmt nach oben rasch zu. Während es in der unteren Klus nur 40 m beträgt, sinkt der Fluß in seinem Laufe durch die obere Klus auf ungefähr gleich langem Wege um mehr als 200 m, und nahe dem oberen Ende bei Les Pichoux nimmt das Tal den Charakter einer engen Schlucht an. Alles das spricht für sehr jugendliche Erosionsvorgänge, und das in einer den zu einer Rumpffläche abgetragenen Freibergen benachbarten Gegend, die noch nachträgliche Dislokationen erfahren hat. Die beiden Klusen sind in ihrer Anlage offenbar verschiedenen Alters. Nachdem die untere Klus, ehemals eines der vielen Flankentäler, die den Nordabhang der Velleratkette zergliedern, schon gebildet war, scheint eine Neubelebung der Erosion durch Krustenbewegungen erfolgt zu sein, die den Fluß veranlaßte, sich in gleicher Richtung weiter nach rückwärts einzufressen, bis die Mulde von Sornetan erreicht war. Die beiden Mulden von Undervelier und Sornetan wurden wohl niemals direkt zur Birs hin entwässert; denn auf ihren Talwasserscheiden finden wir keine deutlichen Erosionsformen; ihre Anzapfung durch den Quertalfluß bedeutet also keine Ablenkung eines Längstalflusses, sondern sie hatten eine ursprüngliche geschlossene Anlage, waren Muldenwannen, bis sie durch die rückwärtige Erosion eines und desselben Flusses in zwei zeitlich auseinander liegenden Perioden regerer Erosion aufgeschlossen wurden.

Die Klus der Rauß zwischen Gänsbrunnen und Crémine gehört demselben Typus an wie die obere Sorneklus mit ihrem nach oben sich verengenden Talboden und dem rasch zunehmenden Gefälle. Auch hier liegt offenbar ein Resultat der rückwärtigen Erosion vor,

wobei es auch zur teilweisen Ablenkung eines Muldenflusses gekommen ist. Zwischen den Quellen der Rauß und denen der Dünnern liegt bei Gänsbrunnen eine niedrige Bodenschwelle in 773 m Höhe, nur 30 m über dem Eingang der Klus; die Erosionsformen gehen durch das ganze Tal hindurch, und die Ablenkung war hier um so leichter, als der Längstalfluß in seinem Quellgebiet angetroffen wurde. So wurde der Dünnern nur ihr oberstes Stück bis zur Talwasserscheide gegen die Mulde von Court entzogen[1]).

Ein analoger Vorgang scheint sich in derselben Mulde etwas weiter unterhalb vollzogen zu haben. Die Klus der Gabiare zwischen den Mulden von Soltersschwand und Vermes, wohl die längste im Berner Jura, ist ein vorwiegend enges, nur in der Mitte bei Envelier im Keuper etwas erweitertes Tal mit starkem, nach aufwärts rasch steigendem Gefälle. Dies spricht dafür, daß hier der Muldenfluß einst direkt über Crémine, wo heute die Talwasserscheide bei »In der Bächle« nur 70 m über der Umbiegungsstelle der Gabiare nach N liegt, zur Birs floß, aber seit der Vollendung der Klus nach N abgelenkt wurde. Auffallend ist die Lage der unteren, sog. Tiergartenklus zwischen Vermes und dem Delsberger Becken. Vom Ostende der Mulde von Vermes führt eine Tiefenlinie, durch Tertiärschichten gekennzeichnet, um das untertauchende Ostende der Velleratkette nach Mervelier am Ostrand des Delsberger Beckens. Vermes und Mervelier liegen 550 m hoch, dazwischen steigt die Tiefenlinie auf 683 m an, während die Velleratkette über der Klusenmitte 755 m erreicht. Bei diesen Höhenverhältnissen ist wohl ein Überflußdurchbruch ausgeschlossen, aber auch die Annahme, daß die Gabiare einst diese Tiefenlinie benutzt habe, um in das Delsberger Becken zu gelangen; dazu kommt das Fehlen einer deutlichen Talform in diesem welligen, von Tertiärhügeln gebildeten Gelände. Am wahrscheinlichsten ist auch hier die Entstehung der Klus durch rückwärtige Erosion, wobei sie ihrem ganzen Habitus nach älter ist als die von Envelier. Die Mulde von Vermes war wahrscheinlich vorher abflußlos, wie auch heute noch das Stück zwischen dem Gabiareknie und Rebeuvelier ohne Fluß ist. Den von der Gabiare bereits erreichten Zustand finden wir schon nahe der Vollendung in einem Flankental, das unmittelbar westlich der Tiergartenklus die Velleratkette durchsetzt und nur wenige 100 m von der Muldenmitte zwischen Vermes und Rebeuvelier entfernt ist.

Die Klusen der Birszuflüsse erscheinen uns also durchweg als Werke der subsequenten Erosion, entstanden nach dem definitiven Aufbau der von ihnen durchbrochenen Ketten. Die Verhältnisse, die für die Birsklusen selbst die Antezedenz des Flusses nahe legen, konnten wir in den untergeordneten Durchbruchstälern nicht wieder finden.

II. Die Flüsse der östlichsten Juraketten.

Während die Birs die Entwässerung des größten Teiles des Berner Jura zum Rhein besorgt, richtet sich die der innersten Juraketten nach der den Juraabfall begleitenden Tiefenlinie, die durch die Neuenburger Seengruppe und das Aaretal hervorgehoben wird. Seit ihrer primären Anlegung nach dem definitiven Aufbau der Juraketten und nach Ablagerung des Deckenschotters erfuhr diese Tiefenlinie eine Ausgestaltung durch die folgenden Vergletscherungen. Das ganze Schweizer Alpenvorland kann als ein kolossales Zungenbecken der hier zusammenfließenden alpinen Eisströme angesehen werden, das durch diese eine beträchtliche Übertiefung erfuhr. Am stärksten äußerste sich diese im Zungengebiet des größten dieser Gletscher, des östlichen Armes des Rhônegletschers, der auch in der letzten Vergletscherung am Jurarand entlang bis zum Moränenamphitheater von Wangen reichte, an den Juraketten sich aufstaute und daher gerade hier eine stattliche Erosions-

[1]) So auch Jenny, a. a. O. S. 28.

leistung vollbringen konnte. Der Betrag dieser Übertiefung ergibt sich aus der Höhe der präglazialen Landoberfläche des Alpenvorlandes am Jurafuß und aus den Resten höherer Talböden innerhalb der ersten Juraketten zu ungefähr 400 m. Diese Ausgestaltung der den Jurafuß begleitenden Tiefenlinie wurde auch bedeutungsvoll für die ihr zuströmenden Flüsse der östlichsten Juraketten, Nozon, Orbe, Arnon, Areuse, Seyon, Twannbach, Schüß und Dünnern. Sie alle zeichnen sich durch eine auffällige Übereinstimmung ihres Talcharakters aus; im Oberlauf entwässern sie als echte Folgeflüsse ziemlich hoch gelegene Muldentäler, um dann, sobald sich die tektonische Mulde im Gebirge auskeilt, mehr oder weniger scharf umzubiegen und in enger Schlucht und mit lebhaftem Gefälle die noch vorgelagerten Ketten zu durchbrechen [1]).

Der Nozon durchfließt zunächst den durch eine Talenge bei der Mühle »La Quielle« in zwei Weitungen geteilten Talkessel von Vaulion; bei dem Weiler La Galaz verengt sich das Tal abermals, unweit Premier verläßt der Fluß, nun in tiefer Schlucht fließend, die Mulde und wendet sich in flachem Bogen nach SO in die Kreidehügellandschaft von Romainmotier. Das Becken von Vaulion war wohl ursprünglich ein geschlossenes Muldenpolje, das durch rückwärtige Erosion eines Flankentals schon in recht früher Zeit aufgeschlossen wurde. Man erkennt Reste eines alten Talbodens oberhalb der ersten Talenge in 960—980 m, dann weiter abwärts am rechten Ufer in der Terrasse von Les Jorats in 970—990 m, bei La Sagne in 960 m; am linken Ufer bei Suchard in rund 1000 m, oberhalb Nidau in 920—950 m Höhe, stets ca 80—100 m über dem Flusse. Jünger als diese Reste eines präglazialen Talbodens sind die Glazialspuren, von denen bereits die Rede war. Die Übertiefung des Jurarandes aber erzeugte die Beschleunigung des Gefälles im unteren Stück des Nozonlaufs und die stufenförmige Mündung in engem Tale.

Ähnlich liegen die Verhältnisse im Orbetal. Von der Quelle bis zum Jurarand bei Les Clées fließt die Orbe in einem Muldental, allerdings öfters von der Muldenachse abweichend; morphologisch aber zerfällt ihr Tal in zwei sehr verschiedene Abschnitte. Bis zur Mündung des Jougnenaz, der ihr von N aus enger Schlucht zuströmt, durchfließt die Orbe das flache Becken von Vallorbe und sinkt dabei nur von 770 auf 740 m; etwa 2 km oberhalb der Jougnenazmündung beginnt sie tief einzuschneiden,so daß die Eisenbahnbrücke bei Le Day bereits 50 m über dem Flußspiegel liegt, und von nun an ist das Orbetal eine wilde, mehr als 120 m tiefe Schlucht; (Fig. 10) dies währt bis zum Austritt aus der Mulde bei Les Clées, worauf die Orbe ähnlich dem Nozon in flachem Bogen durch Kreideschichten sich nach O zum Alpenvorland wendet. Der ebene Talboden von Vallorbe aber setzt sich in mehreren Terrassen und Gehängestufen zu beiden Seiten der Schlucht fort; am rechten Ufer, benützt von Straße und Eisenbahn, bei Poimboeuf in 850—900 m, bei Le Rosay in 800—880 m, am linken Ufer in dem Winkel oberhalb der Jougnenazmündung in 850—900 m und ebenso hoch südlich von Ballaigues [2]). Etwa 80 bis



Fig. 10. Szene aus der Orbeschlucht unterhalb Ballaigues.

[1]) Brückner (Eiszeitalter, S. 567) hat seither die Übertiefungserscheinungen am Jurarand näher geschildert.

[2]) Brückner erwähnt (Alpen im Eiszeitalter S. 478) Reste alter Talböden bei Vallorbe in ca 1000 m; da keine höheren als die hier beschriebenen vorkommen, sind wohl diese Reste mit der oberen Terrasse identisch.

100 m tiefer ist eine zweite Terrasse erkennbar: am rechten Ufer des Jougnenaz liegt sie in 790—820 m, hier gebildet von Glazialschottern, südlich von Ballaigues in 730—760 m und senkt sich von hier zum Quartärplateau des Vorlandes herab. Am rechten Ufer erreicht sie 780—800 m, bildet dann die obere Kante der Orbeschlucht, verschwindet ein Stück weit und senkt sich bei Les Clées bis auf 650 m herab.

Beide Terrassen sind vom Schichtbau unabhängig, auch die obere keineswegs nur an Kreideschichten gebunden, wenn sie auch an manchen Stellen mit deren Auftreten zusammenfällt. Das Becken von Vallorbe ist also ein in der Erosion zurückgebliebenes Talstück; die tektonische Mulde erfuhr seit ihrem Aufbau eine nur unbedeutende Vertiefung; die Merkmale jugendlicher Talbildung aber gehen von der unteren Orbe am Jougnenaz aufwärts.

Zur Zeit der Maximalvergletscherung drang der alpine Eisstrom in großer Breite hier zwischen Mont Tendre und dem Chasseron in den Jura; im Tal von Vallorbe lag die erratische Grenze hoch über 1000 m; zahlreiche, auf den Wiesen zerstreute alpine Blöcke dieser Eiszeit liegen auf der oberen Terrasse, diese ist also älter als die Rißvergletscherung. In der letzten Eiszeit drang der Rhônegletscher nicht so weit vor; das Becken von Vallorbe erfüllte ein Juragletscher, dessen Moränen an vielen Stellen bis zu 870 m aufgeschlossen sind. Jungglazial sind auch die Deltaschotter, die die Terrasse bei Les Jurats bilden, und die Gletscherrandbildung am Saut-du-Day (von der an anderer Stelle die Rede war); älter aber ist die Orbeschlucht, in der die alpine Jungmoräne eingelagert ist.

Der Gang der Ereignisse im Orbetal war also ungefähr der folgende: Die geschlossen angelegte Mulde von Vallorbe-Ballaigues wurde schon frühzeitig durch den Fluß eines Flankentals vom Vorland her aufgeschlossen; jedenfalls floß ein Fluß schon vor der Rißvergletscherung ungefähr in der Richtung der heutigen Orbe, wie die oberen Terrassen beweisen, die sich zur präglazialen Rumpffläche des Vorlandes senken. Nach der Rißeiszeit wurde die Orbe durch Übertiefung des Jurarandes zum verstärkten Einschneiden gezwungen, es entstand das tief eingerissene Stück des Jougnenaztals und die Orbeschlucht, in der das Gefälle von der Jougnenazmündung bis Les Clées $\frac{27}{1000}$ beträgt. Doch scheinen die starken Gefällsknickungen, so namentlich der 20 m hohe Saut-du-Day, noch jugendlicherer Entstehung und wahrscheinlich Folge einer Zuschüttung eines Teiles des früheren Orbelaufs durch die jüngsten Moränen zu sein, wodurch der Fluß, der sein altes Bett nicht mehr fand, gezwungen wurde, sich ein neues zu schaffen. Doch ist die Erosionsleistung der Orbe in postglazialer Zeit keine bedeutende, da die Jungmoränen fast bis auf den Boden der Schlucht herabreichen. Diese ist also im wesentlichen interglazial. Während des letzten Gletscherrückzugs entstand im Becken von Vallorbe und im oberen Jougnenazgebiet ein Stausee, der durch die mehrfach erwähnten Schotter teilweise zugeschüttet wurde. Auffallend ist die große Breite dieses Teiles des Jougnenaztals, die zu dem kleinen Flusse in keinem Verhältnis steht. Möglicherweise haben auch die Gletscher, die sich hier anstauen mußten, bevor sie die Höhe des Col de Jougne erstiegen, zu der Verbreiterung des Tales beigetragen.

Nördlich der Orbe sind es zunächst nur kurze Bäche, die mit starkem Gefälle aus den östlichsten Juraketten ins Vorland hinaustreten. Der Bach von Baulmes kommt aus einem bis zum unteren Dogger eingerissenen Antiklinaltal zwischen Mont Suchet und Aiguille de Baulmes; in dem kurzen Quertalstück sinkt er um ca 180 m. Nördlich der Aiguille de Baulmes liegt das ca 1000 m hohe Muldenbecken von St. Croix, das durch den Bach von Covatannaz, den Oberlauf des Arnon, zum Neuenburger See entwässert wird. Mühsam windet sich die Straße von Vuiteboeuf (600 m) nach St. Croix hinauf, während der Bach in unwegsamer Schlucht, senkrecht zum Streichen, 300 m tief herabstürzt. Auch der Seyon durchströmt im Oberlauf ein breites, von Quartär erfülltes Becken, das Val de

Ruz, um dann in enger Klus die Kette des Chaumont zu durchbrechen; der Twannbach kommt aus dem Muldenbecken von Diesse, durchbricht die Seekette von Macolin und stürzt in den Bieler See. In allen diesen Fällen, den Bach von Baulmes ausgenommen, der sich seinen Oberlauf im Kern einer Antiklinale einrichtete, haben wir es mit Flankenrissen zu tun, die durch rückwärtige Erosion die hochgelegenen Muldenbecken dahinter wohl schon während der Auffaltung erschlossen, die aber ihr stürmisches Gefälle der durch die Übertiefung der Randfurche erfolgten Tieferlegung der Erosionsbasis verdanken.

Ein ausgedehnteres Gebiet entwässert die Areuse. Als starke Quelle aus dem Zirkus von St. Sulpice kommend, betritt sie bei Fleurier (740 m) das fruchtbare Muldental des Val de Travers, dem fast die Hälfte ihres Laufes angehört. Der Beginn der Mulde aber liegt viel weiter westlich auf dem Plateau von Fourgs in ca 1050 m, ihr mittleres Stück ist die »Côte aux Fées«; einen kurzen Abschnitt durchfließt die Noiraigue, die bei Fleurier die Areuse erreicht. Ihre Quellen liegen auf dem Kreideplateau von Auberson; dessen rasch sich verengender Mulde folgt sie bis Noirvaux, um dann in einem höchst wilden Felstal von über 4 km Länge, wobei sie von 980 auf 790 m sinkt, in die Mulde von Buttes-Fleurier überzutreten. Dabei fließt sie in der Sattelregion des die beiden Mulden trennenden Gewölbes, schräg zu dessen Streichen. Wir haben es hier offenbar mit einer recht jugendlichen Talbildung zu tun, wie sie auch an den Seitenbächen der Noiraigue, namentlich dem Erhelier, erkennbar ist, der aus der Côte aux Fées in enger Klamm zur Noiraigue herabstürzt.

Der Boden des Val de Travers ist breit und eben, der Fluß fällt hier nur um 20 m bis zur Lokalität Le Vanel, wo er plötzlich die Mulde verläßt und scharf nach N umbiegt. Die ebene Sohle aber bleibt auch dem weiteren Talstück bis unterhalb Noiraigue erhalten, in dem der Fluß zuerst senkrecht zum Streichen nach N, dann bis Fureil in einem Antiklinaltal in der Kette des Solmont fließt. Nunmehr beginnt der schluchtartige Talcharakter, die berühmten »Gorges de l'Areuse«; zuerst liegt bis unterhalb des Saut de Brot eine Art Halbklus im Südschenkel des Gewölbes vor, dann kehrt der Fluß bis »Combe Garot« wieder in die Mulde von Travers zurück und schließlich durchbricht er in einer echten Klus die ihn vom Neuenburger See trennenden Ketten.

Zwei Erscheinungen machen den Lauf der Areuse so wechselvoll: einmal der Gegensatz zwischen der breiten Talsohle bis Noiraigue und der wilden Klamm zwischen Noiraigue und der Mündung, ferner aber der merkwürdige Austritt aus der tektonischen Furche bei Le Vanel und der Wiedereintritt oberhalb Champ-du-Moulin. Dieses muß schon in verhältnismäßig früher Zeit geschehen sein, weil sich der obere Talcharakter auch noch im Antiklinaltal von Noiraigue findet. Hochgelegene Reste eines alten Talbodens deuten aber an, daß die Areuse einst, wahrscheinlich noch in präglazialer Zeit, stets der gleichen Mulde gefolgt ist[1]); solche Reste finden sich namentlich am rechten Ufer bei Les Coeuiffiers und Les Oeuillons in 1000—1020 m und ungefähr gleich hoch am linken Ufer bei »vers chez Chopard«. Gleich denen des Orbetals senken sich diese Terrassen zum Vorland und scheinen in dessen präglaziale Rumpffläche überzugehen[2]). Schardt und Dubois haben gezeigt, daß dort, wo die Areuse oberhalb Noiraigue das Antiklinaltal betritt, ein Untertauchen der Antiklinalachse vorliegt, während dort, wo die Areuse in die Mulde zurückkehrt, eine Senkung der Muldenachse erfolgt[3]). Sicherlich haben diese tektonischen Verhältnisse begünstigend gewirkt, doch trat die heutige Entwässerung erst ein, nachdem die Erosion bereits recht lange gewirkt hatte. Wir stellen uns vor, daß an den zwei durch

[1]) So auch Du Pasquier, Le Glaciaire du Val de Travers (Bull. soc. neuch., XXII, 1893, S. 5).
[2]) Diese Terrassen erwähnt auch kurz Brückner (Eiszeitalter, S. 478).
[3]) Géologie des gorges de l'Areuse (Ecl. VII, Nr. 5, 1903, S. 453).



die Struktur begünstigten Stellen zwei Flankentäler sich tief einschnitten, bis sie in den Kern des Gewölbes gelangten; daß dann an sie sich Antiklinaltäler anknüpften, die in den weichen Schichten (Argovian- und Oxfordmergel) rasch erodiert wurden und das Übergewicht über die Folgeentwässerung des Haupttals davontrugen. Schließlich wurde der Hauptfluß in die jüngere Tiefenlinie gezogen und diese seither stark vertieft, während der frühere Talboden in hochgelegenen Gehängeleisten, etwa 280 m über der heutigen Talsohle, erhalten blieb.

Der Talcharakter unterhalb Noiraigue aber ist mit und nach der letzten Eiszeit entstanden. Vor dieser dürfte das Gefälle von Noiraigue bis zum See ein ziemlich gleichmäßiges gewesen sein; das heutige starke Gefälle ist nun vorwiegend eine Folge der Übertiefung der randlichen Tiefenlinie, teilweise aber auch auf lokale Störungen zurückzuführen. Die Störung beim Saut de Brot hängt zusammen mit der enormen Bergsturzmoräne, die aus dem Creux du Van herauskam[1]). Ehemals floß die Areuse näher dem Creux, dessen Wände sie untergrub; durch die Schuttmasse wurde sie zur Seite nach N geworfen und mußte sich ein neues Bett schaffen, teilweise durch einen Vorsprung in Jurakalk, so daß hier der Saut de Brot entstand, teilweise durch den Schuttkegel selbst; dadurch geriet dieser aufs neue in Bewegung, und durch ihn und wohl auch durch die darunter liegende alpine Moräne wurde das Val de Travers vorübergehend bis zu einer Höhe von ca 800 m zu einem See aufgestaut. Schotter haben ihn teilweise ausgefüllt, wie sie u. a. südlich von Buttes oder in großer Mächtigkeit am Ausgang des Quertals des Sucre bei Couvet, stets mit Deltaschichtung, aufgeschlossen sind; hier lassen drei übereinander liegende Terrassen drei Stadien der Spiegelhöhe erkennen. Den Talboden aber erfüllt eine feinsandige bis lehmige Seeablagerung von großer Mächtigkeit, die auf eine beträchtliche Dauer der Existenz des Sees schließen läßt; nach den darin enthaltenen Süßwasserconchylien war der See vorwiegend postglazial, und als er verschwand, floß die Areuse beim Saut de Brot schon ungefähr im heutigen Niveau. Eine zweite Verlegung erfuhr die Areuse zwischen Champ-du-Moulin und La Verrière durch einen postglazialen Bergsturz von N her, der sie nach SO in die Achse der Synklinale drängte, während sie früher den Felsen von Cuchemanteau umfloß und ihr Tal infolge des tieferen Einschneidens in die nach NW überliegende Mulde auf dieser ganzen Strecke bereits zu einem isoklinalen geworden ist. Auch dieser Bergsturz erzeugte eine vorübergehende Aufstauung zu einem See; dessen Boden stellt die 2 km lange Alluvialebene von Champ-du-Moulin dar, in der über Blättertonen eine sandige Ablagerung mit Blättern und Schnecken liegt, die das postglaziale Alter dieser Erscheinungen beweist.

Der Dünnernbach durchfließt als echter Folgefluß die breite Mulde von Gänsbrunnen; wo sich diese auszukeilen beginnt, tritt er in einem flachen Bogen an die Weißensteinkette heran und durchbricht sie in der Önsingerklus, die sich torähnlich zum Aaretal öffnet. Vor seiner Umbiegung nach S nimmt der Dünnernbach unterhalb Balstal den Augstbach auf, während einer seiner Quellflüsse, der Ramiswylbach, die Mulde des Guldentals entwässert und hierauf die Kette des Graitery-Stierenbergs in der engen Klus von Mümliswyl durchbricht. Sie ist gegen die von Önsingen um etwa 1½ km nach O verschoben und in der Mitte durch Bergstürze namhaft erweitert, durch deren Ablagerungsgebiet der Bach sich hindurchwindet. Die Entstehung der beiden Klusen hängt mit den abnormalen Lagerungsverhältnissen der beiden Ketten zusammen, die zwar schon längst (von Mühlberg, E. Greppin u. a.) untersucht und gedeutet worden sind, aber erst kürzlich durch Steinmann eine, wie es scheint, ausreichende Erklärung gefunden haben[2]). Während frühere

---

[1]) Das folgende nach Du Pasquier, a. a. O. S. 22, und in Übereinstimmung mit ihm Schardt und Dubois, a. a. O. S. 443, 453—461.

[2]) Zur Tektonik des nordschweiz. Kettenjura (Zentralbl. für Mineralogie usw., 1902, Nr. 16, S. 481).

Autoren wie Mühlberg hier eine Überschiebung des Doggers über den Malm oder, wie Greppin, eine Faltenverwerfung zu sehen glaubten, erkannte Steinmann, daß im Bereich der beiden Klusen längs Querverwerfungen grabenartige Einbrüche mit einem Betrag von ca 200 m in den sonst normal gebauten Ketten vorliegen. Diese Verwerfungen lassen sich in zwei Systeme anordnen, von denen das eine NNO, das andere WSW streichende Brüche aufweist, und durch deren Aufeinandertreffen tiefe dreieckige Einbrüche entstanden. Dieselben sind im Anschluß an die Faltung erfolgt, denn die weichen Molasseschichten sind noch in den eingebrochenen Nordflügeln erhalten; die Bergsturzmassen der oberen Klus sind nichts anderes als abgesenkte und stark zerrüttete Teile des Gewölbescheitels. Die beiden Klusen sind also tektonisch angelegt, die Erosion folgt hier einer bei der Faltung entstandenen Tiefenlinie und hat nur unwesentlich zur Ausgestaltung der Quertäler beigetragen. Das Tal des Dünnernbachs mündet im Gegensatz zu den weiter südlich austretenden Juratälern gleichsohlig ins Aaretal; dies scheint damit zusammenzuhängen, daß wir uns hier bereits außerhalb des Bereichs der letzten Übertiefungsperiode, nämlich außerhalb der Endmoränen von Wangen befinden.

Eine andere Erklärung muß für die Klusen der Schüß (Suze) in den Ketten des Chasseral und von Macolin gesucht werden. Beide zeichnen sich durch das Auftreten sehr jugendlicher Erosionserscheinungen aus; besonders stürmisch wird das Gefälle in dem wildromantischen Taubenloch oberhalb Bötzingen. Die übliche Erklärung durch rückwärtige Erosion genügt hier nicht. Denn der heutige Fluß ist offenbar viel zu klein, um zwei tiefe Klusen hintereinander gebildet zu haben. Es liegt sichtlich das Werk eines größeren Flusses mit einem größeren Einzugsgebiet vor, als es die heutige Schüß besitzt. Dies und die Aneinanderreihung der beiden Klusen in einer Linie läßt vielmehr beide als Werke eines antezedenten Flusses ansehen, während die jugendlichen Erosionsformen abermals auf die durch Übertiefung des Aaretals hervorgerufene Beschleunigung des Gefälles im Seitental zurückzuführen sind [1]).

Gleichsam ein Verbindungsglied zwischen dem Birsgebiet und den nach O entwässerten Juraketten ist die merkwürdige Quertalfurche der »Pierre-Pertuis« zwischen Sonceboz und Tavannes, ein echtes »wind-gap« der Amerikaner. Am naheliegendsten wäre ihre Deutung als eines noch nicht völlig durchnagten Querriegels, der von den beiden Muldentälern angegriffen wird. Dagegen spricht aber der morphologische Charakter der ganzen Querlinie. Vom Talboden bei Tavannes (770 m) steigt der Boden gegen S sehr rasch an zum natürlichen Felsentor »Pierre Pertuis« (790 m), wo die Talform beginnt, und sodann noch bis zur Wasserscheide in 830 m. Von da an ist das Gefälle in einem ausgesprochenen Trockental zuerst unbedeutend, dann wieder recht beträchtlich bis Sonceboz (656 m), und nun setzt die Schüß die Quertallinie noch ca 1 km weit fort, indem sie einen Ausläufer des Montoz durchbricht, worauf sie auf ein kurzes Stück schräg zum Streichen sich gegen W wendet und in die Mulde von Péry tritt. Schon diese Gestaltung des Terrains macht die Annahme unwahrscheinlich, daß die Schüß einmal die Pierre-Pertius nach dem Aufbau der Falten gegen N zur Birs durchflossen haben sollte [2]); denn der Boden der südlichen Mulde liegt 100 m tiefer als der der nördlichen und fast 200 m tiefer als die Wasserscheide. Ebenso ist es kaum möglich, daß ein kleiner Seitenbach den ganzen Einschnitt von S her ausgeführt haben soll. Die ganze Talform deutet vielmehr auf die Arbeit eines größeren Flusses hin, der von einer größeren Einzugsfläche sein Wasser erhielt, und das

[1]) Auch Foerste (The Drainage of the Bernese Jura, S. 414) hält die Schüß-Klusen für das Bett eines antezedenten Flusses; hingegen möchte er die starke Gefällsbeschleunigung durch eine jugendliche Krustenbewegung erklären, die der Fluß hier zu überwinden hatte.

[2]) So Rütimeyer, Tal- und Seebildung 84[1]. Die Schotter und Sande der Pierre-Pertuis mit Nordfallen der Schichten gehören einer vorübergehenden Phase der Eiszeit an (s. o.).

kann nur von N her geschehen sein; es fragt sich nur, warum an dieser Stelle der Fluß sein früheres Bett aufgeben mußte.

Das führt zur Frage nach der Entstehung der heutigen Abflußrichtung im Berner Jura überhaupt. Dessen Entwässerung muß so lange nach S gerichtet gewesen sein, als durch die Rheinfurche zwischen Waldshut und Basel der orographische Zusammenhang zwischen Schwarzwald und Schweizer Jura noch nicht aufgehoben war. Diese wichtige Tiefenlinie, die für einen großen Teil des Kettenjura eine neue Erosionsbasis schuf, entstand jedenfalls noch im Pliocän infolge von Einbrüchen, die als Begleiterscheinungen der Rheinbrüche zwischen Schwarzwald und Vogesen von Kandern nach O über Hausen nach Säckingen sich erstreckten und durch die das rheinabwärts gelegene Gebiet tief einsank [1]). In der Längsachse dieses Senkungsfeldes entstand eine neue Sammelader, die sich mit dem Abfluß des Schweizer Mittellandes verband und den alten Flüssen, die aus dem Schwarzwald durch den Tafeljura nach S flossen, ein Ende bereitete. Sie wurden zerlegt in die rechtsseitigen Schwarzwald- und die linksseitigen Juraflüsse; im Schwarzwald erhielten Wiese und Wehra ihre heutige Südwestrichtung, und ebenso richteten sich aus dem Tafeljura neue Flüsse nach der in Bildung begriffenen Tiefenlinie, durch welche seither der Tafeljura in zahlreiche Tafelstücke zerlegt wurde. Indem diese neuen Erosionsfurchen ihren Lauf nach S bis in das Bereich der Ketten verlängerten, wurde die Wasserscheide zwischen Aare und Rhein weit nach S gerückt, wo ihre Lage heute ungefähr stabil sein dürfte.

Durch die Entstehung des Rheintals in seiner heutigen Form erfolgte im Birstal eine Umkehrung des Gefälles, lange nach der Bildung der Klusen, während der antezedente Fluß, der einst von N durch die Pierre-Pertuis sich zur Schüß richtete, teilweise zerstört wurde. Es ist vielleicht nicht ausgeschlossen, daß die Senkung des Rheingrabens gleichzeitig mit der definitiven Hebung oder einer flachen Aufwölbung des gesamten Kettenjura erfolgte; sie wäre dann ein Seitenstück zu dem Absinken der Bresse und eine der letzten Äußerungen dislozierender Kräfte im Jura [2]).

Die Quertalfurche der Pierre-Pertuis dürfte in nicht allzu ferner Zukunft ihre Rolle als Wasserscheide verlieren. Der Fluß der Südseite muß allmählich wegen seines bedeutend kürzeren Laufes, trotzdem die lokale Erosionsbasis bei Basel (260 m) viel tiefer liegt als bei Biel (440 m), das Übergewicht erhalten und in das Birsgebiet erobernd eindringen, wodurch die Wasserscheide nach N gerückt würde.

III. Das Doubsgebiet.

1. Beschreibung des Doubslaufs und seiner Zuflüsse.

Das Doubsgebiet liegt fast gänzlich im Bereich der jurassischen Plateaulandschaft. In der breiten Mulde von Rochejean und Mouthe befindet sich in 937 m Höhe eine »source vauclusienne«, die als Quelle des Doubs gilt. Von SO kommt dem jungen Fluß der Ruisseau du Bief zu, der wegen seines längeren Laufes bis zur Mündung in den Doubs als der Hauptquellfluß zu betrachten ist. Als spärlich fließendes Rinnsal fließt der Doubs in den jungen Bildungen des Muldentals sich schlängelnd bis unterhalb Rochejean; hier verläßt er plötzlich die tektonische Tiefenlinie, die bei Les Hôpitaux stumpf an der großen transversalen Störungslinie endet und von wo ihm der Rouge Bief zufließt, und tritt in 893 m Höhe, unter rechtem Winkel nach NW umbiegend, in das Malmgewölbe des Mont de

[1]) Vgl. u. a. Huene, Eine orographische Studie am Knie des Rheins (Hettners geographische Zeitschrift, VII, 1901, S. 140).

[2]) Foerste führt (S. 415) ausschließlich auf eine solche Verbiegung (warping) die Umkehrung der ehemaligen Entwässerungsrichtung zurück, ohne die Einsenkung des Rheintals zu berücksichtigen.

la Croix, das er in enger Klus mit einem Gefälle von nur 30 m durchmißt. Bei seinem Austritt wird er zunächst durch quartäre Schotter gehindert, unmittelbar in die breite Seenmulde von St. Point einzutreten; er fließt am Fuße von Kreidehügeln entlang, umzieht den See von Remoray und mündet nach der Aufnahme der Taverne, des Abflusses des genannten Sees, in den großen See von St. Point. Der See von Remoray bildet ein einziges, 95 ha großes Becken mit 27,6 m größter Tiefe, der See von St. Point, 6,3 km lang, 0,8 km breit, zerfällt in acht einzelne Becken mit reicher Gliederung des Seebodens; sein Areal mißt 398 ha, die größte Tiefe 40,3 m [1]). Beide Seen, heute durch eine versumpfte Fläche von ca 2 km Länge getrennt, bildeten jedenfalls noch in rezenter Zeit eine einzige Wasserfläche; durch die allmähliche Tieferlegung des Doubsbettes unterhalb seines Austritts aus dem See von St. Point sank auch der Seespiegel und die Zerlegung in zwei Seen mit einem Höhenunterschied von ca 2 m erfolgte durch das Delta des Doubs. Die breite Uferbank des Sees von Remoray deutet aber auch auf eine geringfügige Hebung des Seespiegels nach erfolgter Abschnürung des oberen Seebeckens. Dieses wird aus dem Muldental von Boujeons durch den Ruisseau des Combes und den Bach von Gellin gespeist, der in der Mulde von Mouthe, kaum 1/2 km vom Doubs entfernt, entspringt und das Gewölbe des Mont de la Croix in gewundenem Laufe schräg zum Streichen durchbricht.

Vom Nordende des Sees von St. Point wendet sich der Doubs durch Kreidekalkfelsen direkt nach N, ohne die vorgezeichnete Tiefenlinie zu benutzen, die ihn über Chaon in die transversale Tiefenlinie führen würde, und gelangt schließlich in diese durch ein breites versumpftes Wiesental bei La Cluze. Bald erreicht er das weite Becken von Pontarlier (803 m), fließt an dessen Ostrand nach N und nimmt von SW den Drugeon auf, dessen Oberlauf auch noch durch den vorherrschenden Kettencharakter des Gebirges bestimmt ist. Aus der Kreidemulde von Malpas fließt er gegen SW, durchbricht in einem nach N konvexen Bogen das breite Gewölbe der Hauteur de St. André, um bei Bonnevaux das breite Becken von Nozeroy zu erreichen, durch dessen junge Bildungen er in trägem, gewundenem Laufe nach N und NO fließt, bis er westlich von Arçon den Doubs erreicht.

Bis Pontarlier trägt das Doubssystem noch ziemlich den durch den steten Wechsel von Längs- und Quertalstrecken gekennzeichneten Charakter der Flüsse des Kettenjura. Nunmehr beginnt allmählich die Unabhängigkeit des Flußlaufs von der Struktur vorzuwiegen. Zwischen dem Dörfchen Doubs und La Ville du Pont fließt der Doubs zunächst noch durch die enge Kreidemulde »Saugeais«, verläßt diese aber bei Longeville und wendet sich in gewundenem Laufe durch ein pittoreskes Engtal gegen N, von Colombier an gegen O; er durchschneidet dabei mit sehr mäßigem Gefälle eine schräg geneigte Kalktafel, die in senkrechten, bisweilen untergrabenen Wänden zum Flusse abbricht. Nun tritt der Doubs in das weite Wiesental von Morteau (mittlere Höhe 750 m), eine elliptisch geschlossene Kreidemulde, in der die Kreideschichten durch weitgehende Erosion in einzelne Fetzen zerteilt oder von Quartärschichten oder Alluvialbildungen bedeckt sind; durch dieses Becken zieht der Doubs in mächtigen Mäandern, von Schotterterrassen begleitet, und ist noch sichtlich durch Seitenerosion an Prallstellen an der Erweiterung seines Tales tätig. Durch eine schmale Klus gelangt der Doubs in das Muldenbecken von Villers-le-Lac, ohne aber dessen Achse genau zu folgen, und wird nun bald zum See von Chaillexon oder Les Brenets aufgestaut. Dieser bedeutet (mit 3,5 km Länge, 200 m Breite und einem Areal von 58 ha) eigentlich nur eine Ertränkung der schmalen Talsohle und erweitert sich seenartig nur unmittelbar vor Les Brenets (Fig. 11 und 12); seine Tiefe nimmt nach abwärts regelmäßig bis auf 27 m zu, wo sich ein tiefes Schlundloch in den Seeboden einsenkt (Delebeque, a. a. O. S. 325). Die Aufstauung des Doubs zum See von Chaillexon

[1]) Delebecque, Les lacs français, S. 32, Paris 1898.

ist allem Anschein nach die Folge eines sehr jungen Bergsturzes, den der Fluß im 27 m hohen Saut-du-Doubs durchbricht [1]). Dieser Bergsturz, der vom rechten Gehänge kam und dessen Ablagerungsgebiet am linken Doubsufer liegt, hat auch eine kleine Verlegung des Flußlaufs gegen O bewirkt. Das Flußstück oberhalb des Bergsturzes ist durch die Aufstauung in der Eintiefung zurückgeblieben, so daß der Fluß die Schwelle in einem Falle überwinden muß, wobei die Erosion übrigens schon ins anstehende Gestein gelangt ist [2]).



Fig. 11. Eingang der Doubsschlucht bei Les Brenets.

Von Les Brenets an ist das Doubstal ausgezeichnet durch den vollständigen Mangel einer Anpassung an die tektonischen Verhältnisse. Der Doubs beschreibt tief eingesenkte Mäander, sein Tal ist etwa 2—300 m tief in die eingeebneten Plateauflächen eingeschnitten, deren stark gestörter Schichtbau allenthalben an den steilen Felswänden zu erkennen ist. Zunächst fließt der Doubs bis Biaufond (607 m) in einem nicht allzu engen Isoklinaltal, dessen landschaftlicher Charakter an das Rheintal im Schiefergebirge erinnert; sodann wendet sich das Tal auf eine kurze Strecke gegen WSW, wird bis Theusserel wieder isoklinal und stellenweise, z. B. bei der Verrière du Bief d'Étoz, so eng, daß neben dem Flusse nicht einmal zu schmalen Fußwegen Platz bleibt. Über Goumois und Vautenaivre fließt der Doubs in einem klusenartigen Tal nach N, dann folgt er unterhalb Vautenaivre bis Lobchez abermals einem Isoklinaltal; wie ein Vorgebirge springt hier die Côte d'Hommene vor, vom Doubs in einem halbkreisförmigen Bogen umflossen. Bis Soubey durchbricht er das Doggergewölbe von Hommene und schließlich folgt abermals bis Montmelon ein Isoklinaltal im Dogger und Malm. Auf dieser ganzen Strecke ist der Doubs die einzige Entwässerungsader der ausgedehnten Plateaus, die sich zu beiden Seiten des Tales ausbreiten; wohl senken sich namentlich am rechten Ufer tiefe Schluchten zum Tale herab, doch fehlt jeder Nebenfluß von einiger Bedeutung. Dabei ist das Gefälle des Doubs selbst relativ gering. Auf der 52 km langen Strecke vom Saut-du-Doubs bis St. Ursanne beträgt es nur 200 m, d. i. 4‰ und erfährt nur einmal eine bedeutendere Störung, nämlich durch den späten historischen Zeiten angehörenden Bergsturz von La Goule [3]).



Fig. 12. See von Les Brenets.

[1]) So auch Rollier, 2. supplém. etc., S. 177.

[2]) Hingegen ist Delebecque (a. a. O. S. 325) der Ansicht, daß der Doubs während der Eintiefung seines Bettes auf eine Spalte gestoßen sei, durch die sein Wasser verschwunden, und daß durch die teilweise Verstopfung der Spalte, die heute noch in dem erwähnten Schlundloch am unteren Seeende zu erkennen sei, das oberhalb davon gelegene Tal in einen See verwandelt worden sei. Dadurch ist aber keineswegs die Wannenform dieser Talstrecke erklärt, und der innige Zusammenhang zwischen dem See und dem Falle unberücksichtigt gelassen.

[3]) Rollier, 2. supplém. etc., S. 177.

Bei Seigne-dessous kommt der Doubs dem Birsgebiet am nächsten, dann wendet er sich, zwischen Montmelon und St. Ursanne in breitem Tale die Kette von Clos-du-Doubs durchschneidend, in scharfem Bogen nach W. Sein Tal verengt sich bald wieder, er fließt ungefähr parallel zum Streichen in mehrfachen Windungen bis vor Ocourt, bildet hier einen halbkreisförmigen, nach N konvexen Bogen und betritt bei Bremontcour, wo er die Schweiz verläßt, ein Muldental. Bald verläßt er dieses, fließt bei Vaufrey durch eine bis auf den Keuper eingeschnittene Klus, um sodann der Achse des Gewölbes von Vaufrey bis St. Hippolyte zu folgen, wo er in 380 m Höhe den Dessoubre aufnimmt, den ersten Nebenfluß seit der Mündung des Drugeon. Auch bei ihm kehrt die Unabhängigkeit des Flußlaufs von der Struktur, sowie der Charakter eines tief eingeschnittenen und gewundenen Tales wieder. Der Dessoubre fließt durch die Plateaus um Maîche abwechselnd nach N und NO und nimmt hierbei aus den Plateaus um Pierrefontaine die Riverotte auf. Unterhalb St. Hippolyte, wo die Talgehänge durch die Einschaltung der Oxfordmergel zwischen die Dogger- und Malmkalkbänke eine deutliche Terrassierung erfahren, biegt der Doubs nach N auf, nimmt bei Villars von links die Barbèche auf, die das Plateau gleichfalls in tiefem Tale durchschneidet, und durchbricht oberhalb Pont-de-Roide das breite Gewölbe der Lomont-Kette in einer Klus, unterhalb welcher von links die Ranceuse mündet. Bald erweitert sich das Tal, der Fluß beschreibt große Mäander in den wenig gestörten Juratafeln des Elsgaues, aus denen er von rechts den Gland aufnimmt. Bei Audincourt wendet sich der Doubs scharf umbiegend nach SW und erhält bald darauf unweit Montbéliard eine große Vermehrung seiner Wassermassen durch die Mündung der Savoureuse, die mit ihren Nebenflüssen Allaine und Bourbeuse das von Quartärschichten teilweise überdeckte Molassegebiet des nördlichen Elsgaues zerschneidet. Die ganze Gegend hat hier offenbar durch das Zusammenströmen großer Flüsse eine weitgehende Erniedrigung und Abtragung erfahren, und auch heute sehen wir den Doubs durch Seitenerosion kräftig an der Einebnung des Landes arbeiten. Als Reste der einst zusammenhängenden Juratafeln erscheinen heute einzelne Jurakalkinseln, die sich aus den flachen Talböden erheben. In mächtigen Windungen und stark verwildert durchströmt der Doubs in breitem Alluvialtal den Elsgauer Tafeljura, von niedrigen Felsterrassen, den Abfällen der Plateauflächen, begleitet, und tritt bei Clerval durch eine Klus in der Antiklinale von Ormont wieder in das gefaltete Gebiet, nämlich in die Zone der »vignobles« ein. In ähnlicher Weise durchbricht er bei Hyèvre die Antiklinale von Laissey und fließt nun bis Déluz nahezu parallel den Achsen der eingeebneten Randfalten, wobei aber diese häufig von Mäandern des Flusses unabhängig von dem Verlauf der zahlreichen Brüche bis auf den triassischen Kern angeschnitten werden. Das Tal ist hier zumeist eng, sein Verlauf aus flachen Bogen zusammengesetzt. Gegenüber Baume-les-Dames, mündet von links der Cuisancin, der in westlich gerichtetem Laufe die Plateaufläche zerschneidet und von links den (oft völlig ausgetrockneten) Audeux aufnimmt. Bei Besançon, wo sich die gefaltete Zone der »vignobles« verbreitert, beweisen hochgelegene Schotter an dem Gehänge jugendliche Flußverlegungen. Bei Osselle umfließt der Doubs die Antiklinale der Côte des Buis, tritt in die Mulde von Rozet, fließt weiterhin am Nordrand des dem Jura vorgelagerten ungefalteten Plateaus der Forêt de Chaux und tritt schließlich in die Bresse hinaus, wo er die Loue aufnimmt.

Als im Sommer 1901 bei dem Brande der großen Absinthfabrik in Pontarlier eine große Menge dieses Getränks in den Doubs geleitet werden mußte, trat die dadurch hervorgerufene milchige Trübung und der starke alkoholische Geruch auch im Wasser der »source de la Loue« auf, die 8,5 km nördlich vom Austritt des Doubs aus dem Becken von Pontarlier in 450 m Höhe, also 350 m unter dem Niveau des Doubs bei Arçon, aus einer prächtigen Grotte hervortritt und sofort zum Betrieb von Fabriken verwendet wird. Es gibt also, wie

schon lange vermutet wurde, der Doubs unterirdisch Wasser an die Loue ab. Deren Lauf läßt sich in zwei sehr verschiedene Stücke zerlegen nach seiner Zugehörigkeit zur Zone der Plateaus und der der westlichen Randfalten. Von ihrer Quelle bis Mouthiers fließt die Loue durch einen Cañon von großartiger Wildheit; allem Anschein nach liegt hier ein durch Einsturz des Höhlendachs bloßgelegter Höhlenfluß vor, der allerdings seither eine sehr beträchtliche Tiefenerosion geleistet und sein Bett durch Untergrabung der in der Fußregion von mächtigen Schutthalden verhüllten Talwände erweitert hat. Bei Mouthiers durchbricht die Loue eine Serie von Antiklinalen, in denen sie sich bis auf die Liasschichten eingeschnitten hat. Bald aber kehrt die Horizontalität der Schichten wieder, die Loue schlängelt sich in einem nun breiteren, anmutigen und belebten Tale bis Ornans gegen NW, dann nach W und SW, und der Talcharakter mit den bis zu 200 m Tiefe in die Plateaulandschaft eingesenkten Mäandern erscheint auch bei dem größten Nebenfluß der Loue, dem Lison, der bei Châtillon-sur-Lison mündend der Loue die Nordrichtung aufdrängt. Die Plateauflächen werden niedriger, die Mäander seichter und weiter. Plötzlich wendet sich die Loue unterhalb Chenecy, kaum 3 km vom Doubs entfernt nach SW in die Region der Randfalten. In anfangs engem, von Quingey (267 m) breiter werdendem Tale fließt sie mit minimalem Gefälle nach S und nimmt die Furieuse auf, die aus der Gegend von Salins kommend zwischen den letzten Falten des Jura der Loue zufließt. Nun biegt diese unvermittelt nach N auf, durchfließt die nächste Mulde und beschreibt bei Champagne einen Bogen um das untertauchende Ende der letzten Antiklinale. Nunmehr steht ihr der Austritt in die Bresse offen, in die sie durch ein 4 km breites, teilweise versumpftes Tal zwischen der Jurakalktafel der Forêt de Chaux im N und dem Tertiärhügelland im S gelangt.

2. *Geschichte des Doubstals.*

Bei der talgeschichtlichen Betrachtung lassen sich drei Abschnitte voneinander trennen. Der Oberlauf bis unterhalb Pontarlier liegt noch im Bereich rostförmiger Gebirgsgliederung; ihn charakterisiert der Wechsel von Längs- und Quertalstrecken; dann durchsägt der Doubs in eigentümlich gewundenem Laufe und ohne Rücksicht auf die Struktur die stark gefalteten und eingeebneten Plateaus, schließlich tritt er bei Pont-de-Roide aus dem gefalteten Gebirge in die zerbrochenen Tafeln des Elsgauer Jura heraus und behält seinen Talcharakter auch innerhalb der westlichen Randfalten bis zum Austritt in die Bresse.

A. Das Doubstal bis Pontarlier.

Für die Geschichte des oberen Doubstals wurden Talverlegungen maßgebend, die sich an die umgestaltenden Wirkungen der Eiszeit knüpfen. Die ganze Mulde von Mouthe ist von mächtigen diluvialen Bildungen, teils jurassischer Grundmoräne, teils unregelmäßig, oft deltaartig geschichteten Schottern erfüllt, die an zahlreichen Orten gut erschlossen sind. Durch diese hat sich der Rouge-Bief sein Bett eingeschnitten und gelegentlich schon bis in die Kreideschichten eingetieft. Die ganze Talanlage macht einen sehr jugendlichen Eindruck; sie ist in ihrem gegenwärtigen Zustand entschieden postglazial. Die erratischen Bildungen reichen gegen NO bis Touillon und nehmen hier die charakteristische Form von Endmoränen an; wo die Straße von St. Antoine her die Bahnlinie Jougne-Pontarlier kreuzt, senken sich die Moränenwälle gegen die trockne Talstrecke und verschwinden. Vor ihrer Ablagerung konnte der Doubs die Mulde von Mouthe in ihrer ganzen Länge benutzen und floß damals durch die erwähnte Transversallinie bis in das Becken von Pontarlier; denn diese trägt von hier ab, zunächst als Trockental, den Habitus eines erst vor kurzem von einem nicht unbedeutenden Flusse verlassenen Tales. Etwa 2 km abwärts entwickelt sich aus der sog. Fontaine royale eine kleiner Bach, der Stellvertreter des ehe-

maligen Doubs, und mündet oberhalb der Cluse de Mijoux in den Doubs. Es haben also die Endmoränen eines Juragletschers der letzten Eiszeit bei Touillon dem Doubs den Weg verlegt und ihn unterhalb Rochejean zu einem See aufgestaut, wie die Deltaschichtung der Schotter und der flache, versumpfte Talboden beweisen. Dem Abfluß dieses Stausees boten sich zwei Wege dar: Die Tiefenlinie von St. Antoine nach dem See von St. Point, an der die Jurakette ganz unter den Kreideschichten verschwindet, und die heutige Doubsklus bei Rochejean. Diese entspricht einer Senkung der Antiklinale des Mont de la Croix, ist also ein Walmtal. Die Portlandkalke erreichen auf der Höhe des Gewölbes am linken Ufer 1025 m, senken sich zum Flusse bis auf ca 880 m herab und steigen am rechten Ufer wieder bis auf 1000 m an. Es befand sich, wie aus dem Anstieg des Terrains gegen SW und NO zu erkennen ist, an der Stelle der heutigen Klus die tiefste Stelle in der Umrahmung des Seebeckens; die Klus stellt einen Überflußdurchbruch dar, in dem sich der Doubs seither sein Bett eingetieft hat. Der Höhenunterschied zwischen dem Kluseneingang (893 m) und der Stelle, wo der ehemalige Muldenfluß in die Transversallinie bei Touillon eintrat, beträgt 120 m. Um diesen Betrag wurde seither die Mulde von Rochejean gegenüber der in der Erosion zurückgebliebenen toten Talstrecke vertieft. Diese Leistung erscheint aber für den ruhigen, hin- und herpendelnden Doubs zu groß; es scheint auch ein anderes Agens an der Übertiefung der Mulde mitgearbeitet zu haben, nämlich der stattliche Juragletscher, der seine Endmoränen bei Touillon zurückgelassen hat. Der Stausee von Rochejean lag also in einem glazialen Zungenbecken, das teils durch Abdämmung, teils durch Glazialerosion entstanden war.

Bevor der Doubs die Seenmulde von Remoray erreicht, tritt eine merkliche Zunahme seines Gefälles ein; er fließt in kleinen Kaskaden über die untertauchenden Schichtplatten. Auch der kleine Ruisseau du Haut, der von S in den See mündet, hat im untersten Teile seines Laufes ein starkes Gefälle. Nach oben zu weitet sich sein Tal und der Weiler Le Brey liegt auf einem versumpften Talboden, der unmerklich in die Mulde von Mouthe übergeht, wo bei Gellin der Bach entspringt. Hier ist die Mulde flach und versumpft, der Doubs scheint unschlüssig, ob er ihr folgen oder den Weg schräg über die hier sich senkende Antiklinale nehmen soll. Das Quertal des Ruisseau du Haut ist kein durch rückwärtige Erosion verlängertes Flankental, sondern ein altes Doubstal, älter als die letzte Vergletscherung, aber auch älter als der Doubslauf über Touillon nach N. Erst spätere Vorgänge, wahrscheinlich die zunehmende Vertiefung der Mulde von Mouthe in den früheren Epochen der Quartärperiode, haben den Doubs seinen Lauf durch die Mulde fortsetzen lassen [1]).

Die Seenmulde von St. Point und Remoray hat ein stumpfes nördliches Ende; dem Nordende des unteren Sees sind bei Chaon Moränenwälle vorgelagert, offenbar gleichaltrig mit denen von Touillon. Sie steigen vom Seespiegel (850 m) an bis zu 940 m, und von da führt ein kleines Trockentälchen, der Muldenachse folgend, abwärts, das in 885 m (Aneroidmessung) in die Transversallinie mündet. Es liegt also hier eine ganz ähnliche Flußverlegung vor wie bei Touillon. Vor Ablagerung der Moränen erhielt der alte Doubs einen Nebenfluß aus der Mulde von St. Point; beim Rückzug des Gletschers hat sich der Abfluß der Seen, der heutige Doubs, ein neues Bett nach der Mulde von Oye geschaffen. Der See von St. Point liegt in junge Glazialschotter eingebettet, die beiderseits eine Terrasse von etwa 50 m Höhe bilden. Der Höhenunterschied zwischen dem Seespiegel und dem

[1]) Zu dieser Auffassung der Veränderungen im oberen Doubsgebiet gelangte ich schon im Sommer 1900; seither ist die gleiche, was das Tal von Gellin betrifft, auch von Fournier (Les réseaux hydrographiques du Doubs et de la Loue. Ann. de Géogr., IX, 1900, S. 227) vertreten worden; doch ist Fournier die Fortsetzung des (in bezug auf die letzte Eiszeit) präglazialen Doubslaufs über Touillon nach N entgangen.



wasserscheidenden Punkte auf den Endmoränen beträgt rund 100 m, zwischen dem Seeboden und der Einmündung des Trockentälchens in die Transversallinie ca 80 m. Um soviel wurde die Seenmulde vertieft, seitdem ihr ehemaliger Flußlauf über Chaon zerstört wurde. Flußerosion ist hier ausgeschlossen, seitdem die Mulde in ein Seebecken umgewandelt worden ist. Wir müssen also auch hier zur Annahme einer Übertiefung der Mulde um ca 80 m greifen. Dafür spricht auch die stufenförmige Mündung des Baches von Gellin und des Doubs beim See von Remoray, und ebenso senkt sich die Tiefenlinie von St. Antoine nach dem See von Remoray von ihrem Scheitelpunkt (960 m) steiler gegen W als gegen O. Die Entstehung der beiden Seen ist also nur teilweise der Abdämmung durch Moränen zuzuschreiben, sie liegen in einer durch Glazialerosion übertieften tektonischen Mulde[1]).

Eine Gruppe von Flußverlegungen scheint auch im Gebiet des Drugeon vorzuliegen; doch sind hier die Verhältnisse durch die Tektonik kompliziert. Jedenfalls ist die heutige Anordnung der Täler keine ursprüngliche. Die Mulde von Malpas, heute von zwei Gegenflüssen entwässert, zwischen denen nahe der Wasserscheide ein kleiner abflußloser (Dolinen-?) See liegt, scheint einst von einem einzigen größeren Flusse durchflossen worden zu sein. Auch ihr Ausgang bei Oye erweckt den Eindruck, als ob sie von Moränen verbarrikadiert wäre; doch fehlen entscheidende Aufschlüsse. Das Südende der Mulde ist durch einen Rücken von Portlandkalk gegliedert. Aber quer zum Streichen zieht eine sehr eigentümliche Tiefenlinie von Les Granges-St. Marie am Doubs nach Vaux am Drugeon, in der in versumpftem Terrain die Wasserscheide kaum 10 m über dem Doubs liegt. Ob diese Linie, die tektonisch durch das Untertauchen der Antiklinale von Remoray vorgezeichnet ist, ehemals als Quertal funktionierte, ist unsicher. Es scheint in nicht allzu ferner Vergangenheit der Fluß von Malpas sich von Vaux durch diese Linie nach SO zum Doubs gerichtet zu haben und später, als der Drugeon sein Quertal durch die Hauteur de St. André kräftig erodierte, zu diesem abgelenkt worden zu sein. Das Quertal des Drugeon mit seiner auffallenden Breite ist zwischen zwei gegeneinander verschobenen Kulissen des Gewölbes des Laveron angelegt; in ihm hat der Drugeon seinen Lauf nach rückwärts verlängert, bis er den Muldenfluß von Malpas erreichte. Erst Detailuntersuchungen können hier zu einer Lösung der verwickelten Talverhältnisse führen.

Oberhalb Pontarlier folgt der Doubs der durch die große Blattverschiebung vorgezeichneten Tiefenlinie. Während er in diese in einem engen Tale eintritt, klafft rechts von ihm ein tiefer wasserleerer Spalt zwischen zwei Höhen der Antiklinale von Les Vernots, die durch die beiden Forts de Joux gekrönt sind. Diese Klus beruht nicht auf bloßer Wasserwirkung und wurde offenbar nie vorher von einem größeren Flusse durchmessen; es fehlt die erforderliche Ausgestaltung der Felswände, zwischen denen nur für Eisenbahn und Straße Raum ist. Vielmehr scheint sie ebenso wie das kurze Talstück, durch das der Bach der Mulde von Verrières in den Doubs mündet, auf eine bedeutende Senkung der Antiklinalachse zurückzuführen zu sein. In postglazialer Zeit vermittelte sie die Verbindung zwischen dem kleinen See um Frambourg und dem großen glazialen Stausee von Pontarlier, von dem schon bei der zusammenfassenden Betrachtung der Eiszeit im Jura die Rede gewesen ist.

[1]) Schardt (Note préliminaire sur l'origine des lacs du pied du Jura, Ecl. V, 1898, S. 257) bringt die Bildung der Seen in Zusammenhang mit einer (übrigens miocänen) präalpinen Senkung, der auch die Entstehung der Jurarandseen zuzuschreiben sei und die sich über die ersten Juraketten erstreckt haben soll. Die Transversalachse dieser Senkung soll mit der Transversalstörung Jougne-Pontarlier zusammenfallen. Einerseits ist aber durch die Untersuchungen Brückners ein ausreichendes Material gegen die Auffassung eines tektonischen Ursprungs der Jurarandseen beigebracht worden, anderseits ist die Lage der Seen von Remoray und St. Point offenbar ganz unabhängig von der erwähnten Störungslinie.

Unterhalb Pontarlier beschreibt der Doubs einen großen Bogen nach NO und SO, wobei er den Drugeon aufnimmt; Eisenbahn und Straße aber gehen direkt nach NO und benutzen dabei ein altes Tal, das heute durch Schotter verschüttet ist. 2 km vor Arçon überschreitet die Bahnlinie den Doubs auf hoher Brücke; ihr Niveau liegt nur wenig unter dem der Schotterterrassen, die östlich vom Bahnhof Doubs mit ca 10° Neigung gegen den Fluß aufgeschlossen sind.

Das Becken von Pontarlier ist die Vereinigsstelle zentripetaler Entwässerung. Sollte die große Breite des unteren Drugeontales, in dem vom linken Gehänge die ganze Kreideserie fortgenommen ist, während sie sonst in dieser Gegend fast in allen Tälern auch in höherem Niveau erhalten ist, nur fluviatiler Seitenerosion zuzuschreiben sein? Wollte man das Becken von Pontarlier und seine ehemalige Seewanne als durch Glazialerosion mitbedingt ansehen, so ergäbe sich daraus auch die Erklärung für die plötzliche Wendung des Drugeon bei Bonnevaux, den seine bisherige Laufrichtung gegen W und somit ins Aingebiet zu weisen scheint.

B. Das Doubstal zwischen Pontarlier und der Lomontkette.

Die Untersuchung des nun folgenden Abschnittes des Doubslaufs führt zu dem interessantesten Problem in der Entwicklungsgeschichte des jurassischen Bodens. Zu erklären ist hier in erster Linie die schon des öftern erwähnte Unabhängigkeit des Flußlaufs von den Strukturverhältnissen und der cañonähnliche Charakter des Tales; ferner die merkwürdige Umbiegung des Flusses bei St. Ursanne. Beide Fragen sind bisher nur selten in Angriff genommen worden. Rütimeyer glaubte im Jura eine Reihe von Querstörungen erkennen zu können und führte die Wendung des Doubs bei Biaufond und die Umbiegung bei St. Ursanne auf solche Dislokationslinien zurück [1]). Unklar ist die Stellung Rolliers zu diesen Fragen [2]), wenn er sagt, die Faltung sei hier viel älter als die Erosion, und den steten Wechsel der Talrichtung dadurch erklärt, daß der Doubs zu Beginn der Faltung in parallelen Synklinalen floß, die durch im Entstehen begriffene Klusen verbunden wurden; nachher soll die Faltung den Fluß in seinem Tale eingesenkt haben, das er andauernd vertiefte. Lapparent [3]) denkt an Drehungen oder Richtungsänderungen der Antiklinalen, wodurch die Schichten gegen die Angriffe der Erosion weniger widerstandsfähig geworden seien, und sieht diesen Fall verwirklicht bei St. Ursanne, wo die Ketten sich gegen O wenden. Unklar bleibt aber dabei immer noch die Unabhängigkeit des Flußlaufs ober- und unterhalb der Umbiegungsstelle.

Ein ernstlicher Versuch der Erklärung des ganzen Erscheinungskomplexes rührt von Fournier her [4]). Er macht auf die große Annäherung des Doubs an das Sornegebiet bei St. Ursanne aufmerksam und rekonstruiert ein altes Doubstal in ca 800 m Höhe, quer über die Ketten der »Clos du Doubs« zur Sorne, das er durch alte Schotterreste angedeutet sieht, die ca 400 m über dem heutigen Flußspiegel einen Zug in der Richtung zur Sorne bilden sollen. Unterhalb von St. Ursanne habe der Fluß sein Bett rasch bis zur Erosionsbasis vertieft, so daß er den zum Sornegebiet gerichteten, in viel höherem Niveau fließenden Fluß erreichen und anzapfen konnte. Diese Anzapfung führte sofort zu einer raschen Vertiefung des ganzen Tales oberhalb St. Ursanne in dem leicht zu erodierenden Kalkmassiv. So sei auch der heutige Saut-du-Doubs ursprünglich bei St. Ursanne gelegen und allmählich bis zu seiner heutigen Lage aufwärts gewandert. Bei dieser Anzapfung habe namentlich unterirdische Erosion mitgewirkt. Fournier scheint also das ganze Doubstal oberhalb St. Ursanne als einen ehemaligen, jetzt eingestürzten Höhlengang aufzufassen.

Dieser Argumentation stehen aber schwere Bedenken gegenüber. Der Saut-du-Doubs ist, wie wir gesehen haben, ein ganz jugendliches Phänomen, entstanden durch einen post-

---

1) Tal- und Seebildung, S. 67.
2) 1. Supplém. etc., S. 238 und 249.
3) Leçons de géographie physique, S. 121.
4) Les réseaux hydrographiques du Doubs et de la Loue (Ann. de Géogr. IX, 1900, S. 224).

glazialen Bergsturz. Die Annahme eines Höhlenflusses von dieser Länge ist in einem höhlenarmen Gebiet, wie es die Freiberge sind, an sich unwahrscheinlich. Ferner müßte ein Fluß von der Bedeutung des Doubs gewiß eine noch heute erkennbare Talform an der Stelle seines alten Laufes hinterlassen haben; aber eine solche sucht man an der fraglichen Stelle vergeblich. Schließlich sind die von Fournier erwähnten Schotterreste keine Doubsgerölle, sondern gehören allem Anschein nach einer einst weiter verbreiteten Decke der in der ganzen Gegend verstreuten Vogesengerölle vom Alter der von Bois-de-Raube an [1]).

Für eine genetische Betrachtung erscheint vielmehr der Umstand wichtig, daß der Doubs seinen Lauf durch die gefalteten, aber stark eingeebneten Plateaus einschlägt. Diese waren am Ende des Pliocäns bereits in hohem Maße dem gegenwärtigen Zustand genähert, so daß der Doubs in einem nicht allzu tief unter das allgemeine Niveau eingesenkten Tale dahinfließen und seinen Lauf ohne Rücksicht auf die Strukturverhältnisse den leicht zerstörbaren Schichten anpassen konnte. Die ursprüngliche Anordnung der Flüsse war bereits verwischt; die subsequente Entwässerung hatte die konsequente teilweise verdrängt, wie das häufige Vorkommen von Isoklinaltalstrecken beweist. Eine Unterbrechung erfuhr diese Einebnungsperiode am Schlusse des Pliocäns durch eine neuerliche Hebung und Verbiegung des Gebirges; dadurch wurde die Rumpffläche zu ihrer heutigen Höhe gebracht, die Erosionsfähigkeit des Doubs neu belebt, so daß er seinen bisherigen Lauf beibehalten konnte. Die heutige Tiefe des Doubstals ist also vorwiegend ein Resultat der nochmaligen Hebung des Jura, bei der die alten Mäander in die sich hebende Scholle sich einsenken konnten [2]).

Die Frage nach dem Alter der Umbiegung bei St. Ursanne ist damit allerdings noch nicht gelöst; aber vielleicht wirft auch auf diese die Erkenntnis von nachträglichen Krustenbewegungen im Jura, nach Abschluß der Hauptfaltungsperiode, ein neues Licht und es läßt sich ganz hypothetisch nun der Gang der Ereignisse etwa folgendermaßen darstellen. Vor der postmiocänen Hauptfaltung floß über die in das letzte Tertiärmeer hineinragende Halbinsel ein Fluß nach S, auf dessen Herkunft die um St. Ursanne verstreuten Vogesengerölle hinweisen. Er hat seine Richtung auch nach der Faltung im unteren Teile seines Laufes bewahrt, während der Oberlauf durch die starke Faltung der Mont-Terri-Kette nördlich von St. Ursanne zerstört wurde. Dieser pliocäne Doubs richtete sich gegen SW ins heutige Aingebiet; in der nach Abschluß der Faltungsperiode im Gebiet des heutigen Doubs eintretenden Zeit der Ruhe erhielt sein Tal seine Ausgestaltung, bis dann die neuerlichen Dislokationen am Schlusse des Pliocäns eine entschiedene Verlegung der Wasserscheiden herbeiführten. Durch sie wurde eine neue Abdachungsfläche nach N geschaffen; es erfuhr, wie die allgemeine Höhenabnahme der unvollkommenen Rumpffläche der Freiberge gegen N zeigt, diese eine Verbiegung und Schiefstellung gegen N, der Doubs erhielt seine gegenwärtige nördliche Richtung und der Zusammenhang mit dem Aingebiet wurde allmählich zerrissen. Gleichzeitig bestand auch ein bedeutender Fluß unterhalb St. Ursanne, der ungefähr dem Streichen der Ketten folgte und seinen Lauf in ähnlicher Weise ausgestaltet hatte; an diesen, der unterdessen sein Tal bis St. Ursanne nach rückwärts verlängert hatte, wurde das Talstück zwischen Pontarlier und St. Ursanne angegliedert. Die Talstrecken ober- und unterhalb der Umbiegung wären also gleich alt, wie auch ihr übereinstimmender morphologischer Charakter beweist; aber ihre Vereinigung ist erst eine Folge der jungpliocänen Störungsperiode.

[1]) Freundliche persönliche Mitteilung von Herrn Dr. Rollier.

[2]) Diese Auffassung vertritt auch Brückner (Eiszeitalter, S. 478), der für diese Gegend auch nur eine allgemeine Hebung und Verbiegung, keine Neufaltung wie im Berner Jura, annimmt.

Diesem Erklärungsversuch der Entstehung des heutigen Doubstals stehen weder theoretische Erwägungen noch direkte Beobachtungen entgegen. Die Annahme einer ursprünglich südwärts gerichteten Entwässerung des Jura haben wir schon früher als notwendig erkannt. Eine einstmalige Verbindung zwischen Ain- und Doubsgebiet erscheint sehr wahrscheinlich, wenn man bedenkt, daß auch heute auf dem Plateau von Nozeroy die Wasserscheide zwischen Doubs und Ain ganz in flachem Terrain liegt. Allerdings hat hier die Topographie sichtlich starke Veränderungen durch die Vergletscherungen erfahren, so daß eine Rekonstruktion der früheren Verhältnisse schwer möglich ist.

Auch für eine nicht allzu ferne Zukunft sind bedeutende Verschiebungen der Wasserscheide im mittleren Doubsgebiet bevorstehend. Diese liegt heute auf der Höhe von Les Rangiers in 800 m Höhe, nördlich von St. Ursanne, an einer bedrohten Stelle. Beiderseits drängen sich tiefe Täler ein; nach N fließt ein Bach durch den Tafeljura von Pruntrut zur Allaine, die bei Montbéliard den Doubs erreicht, nach S richtet sich ein Bach direkt zum Doubs, zwischen ihnen bildet den wasserscheidenden Kamm nur eine schmale Bergrippe. Im Vorteil befindet sich gegenwärtig die nördlich gerichtete Entwässerung, die auf einem ca 20 km kürzeren Laufe die gemeinsame lokale Erosionsbasis von Montbéliard erreicht; fällt hier der wasserscheidende Rücken, so zieht die Allaine den Doubs an sich, und dieser nimmt wieder von seinem ehemaligen Oberlaufgebiet Besitz.

Die Talstrecke zwischen St. Ursanne und der Umbiegung des Doubs unterhalb St. Hippolyte wurde bereits kurz erwähnt. Die Lage des Flußlaufs auf dem Sattel eines Gewölbes unterhalb Vaufrey beweist auch hier ein sehr hohes Alter der Erosionstätigkeit. Bei dem übereinstimmenden Talcharakter mit den eingesenkten Mäandern werden wir für diese Talstrecke dieselbe Entwicklung annehmen können wie für das Talstück oberhalb St. Ursanne.

Auch für das Tal des bei St. Hippolyte mündenden Dessoubre dürften dieselben Gesichtspunkte in Betracht kommen. Auch bei ihm wurde durch die nachträgliche Hebung des Gebirges die Erosionsfähigkeit erhöht und er zu erneutem Einschneiden in die wellige Rumpffläche veranlaßt. Als kräftiger Nebenfluß, der einzige seit der Mündung des Drugeon, konnte er mit der Erosion des Hauptflusses Schritt halten, während die zahlreichen sich zum Doubs herabsenkenden Trockentäler ein Versiegen der schwächeren Flüsse infolge ungenügender Erosionskraft beweisen.

C. Das Doubstal von der Lomontkette bis zum Austritt in die Bresse.

Die plötzliche Wendung des Doubs nach N unterhalb St. Hippolyte stellt der morphologischen Betrachtung ein neues Rätsel. Die Analyse muß hier bei dem letzten Talstück des Doubs innerhalb des Jura zwischen Montbéliard und Besançon beginnen. Hier floß seit sehr alten Zeiten ein mächtiger Strom aus dem Sundgau kommend nach SW. Die gewaltigen Mäander des heutigen Doubs, die flächenhafte Ausbreitung pliocäner Gerölle beweisen, daß der Fluß einst in unsicherem Laufe in einer Ebene hin- und herpendelte, bis spätere Krustenbewegungen und die Tieferlegung seiner Erosionsbasis die heutige Talform schufen. Die nach N sich senkenden Juratafeln lieferten ihm am linken Ufer südnördliche Nebenflüsse, also einfache Abdachungsflüsse; einer von diesen ist der heutige Doubs zwischen seiner Umbiegung bei St. Hippolyte und Audincourt. Die Anlage dieser Flüsse reicht in miocäne Zeiten zurück, als hier bereits Festlandszustände herrschten. Als dann die Faltung weiter im S ein Gebirge schuf, vermochte der Abdachungsfluß der nördlichsten und schwachen Auffaltung des Bodens im Gewölbe der Lomontkette entgegenzuarbeiten, es entstand die Klus des Doubs bei Villars, die als Werk eines **antezedenten Flusses** aufzufassen wäre. Oberhalb davon floß ihm aus einer der entstandenen tektonischen Mulden ein Folgefluß zu, aus dem sich in der langen seit der Hauptfaltung verflossenen Zeit der

W—O gerichtete Abschnitt des Doubslaufs entwickelte. Der Unterschied jüngerer und älterer Täler ist auch an den linken Nebenflüssen des Doubs erkennbar. Die Barbêche hat durch die schwach gefalteten Plateaus südlich der Lomontkette ihr Tal in leichter zerstörbare Doggerhorizonte eingesenkt, die Täler der nördlich der Lomontkette, schon im Gebiet des Tafeljura fließenden Ranceuse und ihrer zahlreichen Seitenbäche sind an weiche Oxfordschichten geknüpft.

Der Doubs kehrt in das gefaltete Gebirge zurück, indem er von Clerval an die Randketten des Jura in eigentümlich gewundenem Laufe durchmißt. Aber die Übereinstimmung des Talcharakters im ungefalteten Tafelland, in der stark gefalteten Region der »Vignobles« und schließlich außerhalb derselben deutet auf die gleiche Entstehung der ganzen Talstrecke von Montbéliard bis zum Austritt in die Bresse. Auch hier beweist die flächenhafte Verbreitung alter Gerölle, daß der Flußlauf nicht festgelegt war, sondern auf einer mehr oder weniger ebenen Fläche beständigen Veränderungen unterworfen war. Es scheinen die Randketten des Jura, wie wir schon früher schlossen, am Ende des Pliocäns in ähnlicher Weise eingeebnet gewesen zu sein wie z. B. das Plateau der Freiberge; die nachträglichen Dislokationen veranlaßten den Fluß zum neuerlichen Einschneiden, so daß er seine Mäander bis zu 250 m in die gehobenen, wenn auch nicht mehr neu gefalteten Randfalten einsenkte. Der geradlinige Verlauf der Kammlinie des linken Doubsgehänges, namentlich sehr deutlich zu erkennen bei Roche und Déluz, und auch ähnliche, wenn auch undeutliche Spuren in der Umgebung von Besançon, wo die stark gestörten Schichten ca 250 m über der engen Talsohle diskordant abgeschnitten werden, stellen die Reste dieser pliocänen, wohl recht unvollkommenen Rumpffläche dar [1]).

Aller Wahrscheinlichkeit nach ist aber der heutige Doubslauf innerhalb der Randketten auch antezedent in bezug auf die Hauptfaltung und wurde in ungefähr der gleichen Richtung schon auf dem vom Miocänmeer niemals überfluteten Juraland in miocäner Zeit angelegt. Dafür spricht namentlich der Umstand, daß der Doubs oberhalb Besançon in scharfer Krümmung in die Randketten hineintritt, obwohl ihm ein bequemerer Lauf außerhalb derselben im welligen Hügelland offengestanden wäre.

Eine vom Hauptfluß unabhängige Entwicklung hat sein größter Nebenfluß, die Loue, genommen. Sie ist vorwiegend ein Fluß des ungefalteten Plateaujura, der sich in den gehobenen Block, den jeweiligen Abdachungsverhältnissen und den Stellen geringsten Widerstandes folgend, seinen gewundenen Cañon einschnitt. Dabei ist in dem ungefalteten Lande nicht zu entscheiden, ob auch die Loue wie der Doubs einst auf einer Rumpffläche dahinfloß und die gegenwärtige Tiefe ihres Tales späteren Krustenbewegungen zuzuschreiben ist, oder, was weniger wahrscheinlich, ob sich das Tal kontinuierlich seit der ersten Hebung des Gebirges vertiefte.

Die geringe Entfernung der Quelle der kräftig erodierenden Loue vom Doubs bei Pontarlier kann zu umfassenden Veränderungen der Entwässerungsverhältnisse des ganzen nördlichen Plateaujura führen. Zwischen der Louequelle und dem Doubs besteht auf eine Entfernung von nur 8 km eine Höhendifferenz von 350 m. Dabei hat die Loue an ihrer Quelle schon einen unterirdischen Lauf hinter sich, und durch Quellstränge und Infiltrationsadern besteht schon heute eine Verbindung der beiden Flüsse. So muß durch rückwärtige Verlängerung des unterirdischen Louelaufs einst das ganze obere Doubsgebiet zur Loue abgeleitet werden, während das unterhalb der Anzapfungsstelle gelegene tiefe Tal nur von einem spärlich rinnenden Bache durchmessen würde, dem erst Dessoubre und Savoureuse größere Wassermengen zuführen würden [2]).

---

[1]) Die Verlegungen des Doubslaufs in der Umgebung von Besançon wurden auf Grund pliocäner (vielleicht auch altdiluvialer) Gerölle genau studiert von Fournier (réseaux hydrographiques etc., S. 226) und Dépraț (Étude sur les avant-monts du Jura dans la région de Besançon, Feuille des jeunes naturalistes, XXIX, S. 128, Paris 1899,). Auch Talterrassen in ziemlicher Höhe über dem heutigen Flußspiegel weisen auf Veränderungen des Doubslaufs hin. Namentlich die große Schlinge, die der Doubs um das Gewölbe der Zitadelle von Besançon zieht, und innerhalb welcher die Stadt sich ausbreitet, scheint recht jugendlicher Entstehung, indem der Doubs früher durch das Tal von Pont-de-Secours nach Velotte floß.

[2]) Vgl. Fournier a. a. O. S. 225.

In der **gefalteten Randzone** ist der Lauf der Loue vorwiegend durch die Formen und Vorgänge des Gebirgsbaues bestimmt. Von Chencey bis Quingey folgt sie einer Verwerfung, welche die gefaltete Zone von den ungefalteten Plateaus trennt, sodann bis Port-Lesney einer breiten Mulde. Um so auffallender ist ihre plötzliche Rückkehr in die nördliche Richtung. Denn von Port-Lesney nach Mouchard führt eine ziemlich breite, 3 km lange Talung in der Fortsetzung des Louetals mit nordwärts gerichtetem Gefälle von 243 m an der Umbiegungsstelle bis 298 m bei Mouchard, von wo sich ein Trockental, dem die Eisenbahn folgt, durch das wellige Gelände des Vorlandes nach NW verfolgen läßt. Es ist sehr wahrscheinlich, daß die Loue einst diesen Weg eingeschlagen hat, um so mehr als die Furieuse halbwegs zwischen Salins und Mouchard die Nordwestrichtung verläßt und direkt nach N zur Loue fließt, während in der Fortsetzung der oberen Furieuse ein kleiner Bach gegen Mouchard sich richtet, aber, bevor er die genannte Talung erreicht, bei Pagnoz versiegt. Nicht näher zu erkennende Vorgänge mögen einen Fluß unterhalb der genannten Umbiegung zu kräftigerem Einschneiden veranlaßt und die Loue nach N abgelenkt haben[1]).

Der Doubs und seine Zuflüsse bilden ein sehr vielgestaltetes Flußsystem (compound im Sinne von W. M. Davis), dessen einzelne Talstücke sehr verschiedenen Alters sind und ein sehr wechselndes Verhalten zur Struktur der Landoberfläche zeigen. Nur selten folgen die Flüsse den vorgezeichneten Tiefenlinien, in vielen Fällen aber wurden nachträgliche tektonische Vorgänge maßgebend für die Ausgestaltung und Verknüpfung der einzelnen Talstücke.

IV. Das Aingebiet.

Einfachere Verhältnisse beherrschen das Flußgebiet des südlichen Plateaujura, des Ain. Während die kleineren Nebenflüsse zumeist in einem bestimmten Verhältnis zu den Formen der Struktur stehen, ist der Hauptfluß ähnlich wie der Doubs in dem größeren Teile seines Laufes von diesen unabhängig, und auch hier haben erst spätere Krustenbewegungen den heutigen Talcharakter geschaffen.

1. Das Aingebiet bis zur Biennemündung.

Am Westrand des weiten Beckens von Nozeroy liegt in ca 720 m Höhe die Quelle des Ain. Schon nach 2 km nimmt er die viel stärkere **Serpentine** auf, die die zahlreichen Bäche des westlichen Teiles des Beckens von dessen impermeabler erratischer Decke sammelt, auf der in flachem Terrain die Wasserscheide zwischen Ain und Drugeon liegt. Nun windet sich der Ain in nordwestlicher Richtung durch flachgelagerte Kreideschichten, überwindet dann mit stärkerem Gefälle den Steilabfall zwischen den Becken von Nozeroy und Champagnole schräg zum Streichen, bis in der Talweitung von Syam Ain, **Saine** und **Laime** zu einem stattlichen Flusse zusammengefaßt werden, der sich gegen NW nach dem Becken von Champagnole richtet. Saine und Laime haben ihre Quellen in der Mulde von St. Laurent, benutzen diese aber nur auf kurze Strecken, um bald rechtwinklig umzubiegen und senkrecht zum Streichen in engen, malerischen Waldtälern über die eingeebneten, aber stark aufgelösten Plateaus abzufließen; dabei nimmt die Laime aus einem langen Oxfordtal den **Dombief** auf. Die beiden Quertäler der Saine und Laime entsprechen zwei Gleitflächen, zwischen denen die Schichten eine gegen N bis auf 2 km wachsende Transversalverschiebung erfahren haben. Durch rückwärtige Erosion haben sodann beide Flüsse ihre Quellen bis in die Mulde von St. Laurent verlegt. Ihre Vereinigungsstelle bei Syam (548 m) liegt unmittelbar am Fuße des genannten Steilabfalls. Durch das rund 550 m hohe Becken von Champagnole mäandert der Ain in trägem Laufe und in vor-

[1]) Fournier (a. a. O. S. 227) läßt eine Verwerfung für dieses Stück des Louelaufs bestimmend sein, doch wäre damit die auffallende Umbiegung und das Trockental von Mouchard nicht erklärt.



herrschend westlicher Richtung, von ca 30 m hohen Schotterterrassen begleitet; rechts nimmt er den Angillon auf, dessen nordwärts gerichteter Oberlauf sich an Liasmergel knüpft, die durch subsequente Erosion aufgeschlossen sind; dann umschlingt er das Nordende der Montagne de Frasse in ähnlicher Weise wie der Ain das Südende und richtet sich in breitem Tale, dem nördlichen Ausläufer des Beckens von Champagnole, südwestlich zum Ain.

Am Ostabfall der Forêt de l'Euthe angelangt, wendet sich der Ain scharf nach SSW und behält nun diese Richtung mit geringfügigen Schwankungen bis zu seinem Austritt aus dem Gebirge bei. Zunächst bleibt die Tiefe des Tales gering, der Fluß schlängelt sich durch mächtige Schottermassen, nur selten schneidet er sich in anstehendes Gestein ein. Seine Nebenflüsse von O, wie Hérisson und Drouvenant, sind einfache Abdachungsflüsse, die der westlichen Neigung der Plateauflächen folgen, in die sie sich im Oberlauf tiefe Täler eingeschnitten haben.

Von der Breite von Clairvaux an beginnt beim Ain der (schon oft betonte) eigentümliche Talcharakter mit seiner völligen Unabhängigkeit vom Schichtbau und von der verschiedenen Widerstandsfähigkeit der Schichtglieder. In zumeist engem, von steilen, oft mauerartigen Gehängen und schmaler Sohle gebildetem Tale windet sich der Ain ungefähr parallel zum herrschenden Schichtstreichen durch die stark abgetragenen Plateaus, zunächst auf dem Sattel einer aus unteren Malmkalken gebildeten flachen Antiklinale, wobei die Erosion stellenweise schon bis auf die weichen Oxfordschichten fortgeschritten ist. Auf der über 70 km langen Flußstrecke vom Austritt des Ain aus dem Becken von Champagnole bis zur Mündung der Bienne senkt sich der Flußspiegel von 480 auf 300 m, das Gefälle beträgt also nur 2,5 ‰. Dabei erhält der Ain nur einen Nebenfluß von einiger Bedeutung, die Cinandre, deren Quellen nur 1 km von denen des Drouvenant in einer langen Oxfordtalung liegen, die durch die begünstigte Erosion der Cinandre zu einem einheitlichen Tale werden muß, wodurch der Drouvenant seines Quellgebiets beraubt würde.

2. *Das Biennetal.*

Erst die Bienne bringt dem Ain größere Wasserfülle. Unterhalb Morez liegt ein wichtiger Talknoten; hier faßt die Bienne ihre Quellflüsse zusammen, von denen der längste, Bief de Chaille, die enge Klus von Morez durchströmt, deren Entstehung mit einer Reihe tektonischer Störungen, Knickung der Gewölbeachsen und horizontaler Verschiebung zusammenfällt[1]), während die Evalude aus einem breiten Oxfordtal im Gewölbe des Mont Risoux zufließt. Von Morbier bis Valfin ist das Biennetal ein einfaches Muldental, in dessen unterem Teile eine Terrassierung von seltener Deutlichkeit zu erkennen ist. Namentlich am rechten Gehänge senken sich die verkarsteten Schichtflächen des Portlandkalks mit konstantem Gefälle von ca 20° etwa 2 km weit abwärts, brechen dann steil ab und darunter folgen steiler geböscht untere Malmkalke, in die das nach aufwärts schluchtartig sich verengende Tal eingeschnitten ist. Die Terrassenkanten folgen durchweg dem Streichen, sind auf beiden Talseiten verschieden hoch und verschwinden sofort weiter abwärts, wo das Tal nicht mehr im Muldenstreichen liegt. An Stelle dieser echten Schichtterrassen läßt sich aber weiter aufwärts eine andere Modellierung des Talprofils erkennen. In die durch Erosion verbreiterte tektonische Mulde ist mit scharfer Knickung eine tiefe Schlucht eingesenkt, offenbar das Werk einer jüngeren Erosionsphase; jurassische Moränen reichen bis an den Fluß herab und beweisen, daß auch das Biennetal seit der letzten Ver-

[1]) Vgl. de la Noë et Margerie, Les formes du terrain, S. 142, und Schardt, Note explicative de la feuille XVI (2. édit.) de la carte géol. suisse, S. 85, Berne 1899.



gletscherung keine nennenswerte Vertiefung mehr erfahren hat. Bei Valfin verläßt die Bienne die tektonische Tiefenlinie, und von nun an ist ihr enges, steilwandiges Tal, ganz analog dem des Ain, an keine bestimmten Strukturformen gebunden. Zuerst berührt die Bienne auf ein kurzes Stück die Mulde von Cinquetral, wendet sich aber dann in einem entschiedenen Quertal nach W. Hier bei St. Claude (440 m) liegt ein ähnlicher Talknoten vor wie bei Morez (Fig. 13). Von links mündet der Tacon, der kurz vorher zahlreiche Zuflüsse zusammenfaßt. Alle diese haben sich in die gefalteten, aber eingeebneten Plateaus tiefe Schluchten eingeschnitten, deren landschaftlicher Charakter zu der Einförmigkeit der Plateauhöhen in großem Kontrast steht. Hier haben auch die kleineren Flüsse mit der Tiefenerosion des Hauptflusses Schritt gehalten und ihren Lauf erheblich nach rückwärts verlängert, namentlich dann, wenn sie, wie es in der Combe de Tressus der Fall ist, auf die weichen Oxfordmergel stießen; hingegen blieben die von der Struktur geschaffenen Furchen unvertieft in ihrer ursprünglichen relativen Höhenlage erhalten. Alle diese Täler zeichnen sich ferner durch mächtige Schotterterrassen aus; in der Combe de Tressus liegen sie über Moränen, aus denen sie als unweit davon hervorgegangen erscheinen; im Tacontal liegen sie etwa 40 m über dem Flusse; sie steigen aber in den Seitentälern durchaus höher hinauf als im Biennetal, was auf Stauungen der Seitentäler durch den Gletscher des Haupttals schließen läßt, wodurch die kleineren Bäche gezwungen wurden, ihre Täler zu beträchtlicher Höhe zuzuschütten. Etwa 3 km unterhalb St. Claude hat der Fluß, der sein früheres, durch Schotter verschüttetes Tal nicht mehr auffand, sich eine kurze Schlucht mit senkrechten Wänden in die Doggerkalke eingeschnitten; zufällig fällt diese Stelle mit einer Bruchlinie zusammen, die aber vom Flusse senkrecht zu ihrem Streichen gekreuzt wird.



Fig. 13. Plateaujura um St. Claude.

Oberhalb Molinges berührt die Bienne abermals auf eine kurze Strecke eine Synklinale, aus der ihr der Longviry in enger Schlucht zuströmt. Bei Jeurre ist das Biennetal abermals ein echtes Quertal, aber mit gleichmäßig breitem Talboden, durch den die Bienne fast ohne Gefälle sich schlängelt; bis Lavancia liegt ihr Tal ungefähr im Streichen einer Synklinale, aber etwas gegen den östlichen Muldenschenkel verschoben; dann folgt abermals ein kurzes Quertalstück, bis endlich die Bienne einen großen Bogen nach N beschreibt und mit dem Ain sich vereinigt. Es liegt hier eine auffällige Abweichung des Flußlaufs von der vorgezeichneten Tiefenlinie vor, einer breiten Kreidesynklinale, die von der Bienne ein Stück weit benutzt, dann aber plötzlich verlassen wird, während ihr die Bahnlinie über Oyonnax bis La Cluze folgt. In ihr liegt nördlich von Oyonnax etwa 200 m über dem Biennetal in versumpftem Terrain die Wasserscheide zwischen einem kleinen Flüßchen, das nach N über Dortan zur Bienne geht, und der Ange, die bei La Cluze den Oignin erreicht. Immerhin ist es sehr zweifelhaft, ob die Bienne einst diesen Weg benutzt hat. Wahrscheinlicher ist eine Verlegung der Wasserscheide von geringerem Ausmaß, indem der Bach von Dortan einst der Ange zugehörte und durch stärkere Erosion des Biennetals zu diesem abgelenkt wurde, so daß die Ange ihrer Quellen beraubt wurde.

3. Das Aingebiet unterhalb der Biennemündung.

Der nächste Nebenfluß des Ain ist der Oignin, dessen Lauf abweichend von der allgemeinen Entwässerungsrichtung von S nach N gerichtet ist. Er ist ebenso wie sein längster Zufluß, der Borrey, fast in seiner ganzen Erstreckung ein echter Folgefluß. Der tiefste Punkt der von ihm durchflossenen Mulde liegt an der Mündung der Ange, westlich des Westendes des Sees von Nantua. Die weitere Entwicklung des Oignin ist aber durch die von der letzten Vergletscherung geschaffenen Terrainformen bestimmt. In der Umgebung von La Cluze ist durch intensive Erosionsvorgänge der Zusammenhang der gebirgsbildenden Schichten in stattlicher Breite senkrecht zum Streichen unterbrochen, und durch die so geschaffene Lücke vollzieht der Oignin seinen Übertritt aus der Mulde von Maillat-Montréal in die nächst westliche, der er in trägem Laufe bis zu seiner Mündung in den Ain folgt. Straße und Eisenbahn gelangen mit unbedeutendem Gefälle durch eine fluvioglaziale Schotterfläche von W her an das untere Ende des Sees. Aus dieser Niederung erhebt sich rundhöckerartig eine Insel von Jurakalken bei Brion. Wo der Oignin die westliche Mulde erreicht, kreuzt ihn, östlich von Nurieux, ein Endmoränenwall jurassischer Herkunft, der sich amphitheatralisch an das anstehende Juragestein anlehnt und so den Ausgang des Seetals, 3,5 km von dessen Austritt aus dem engen Quertal entfernt, absperrt. Hinter dem Moränenwall liegt eine ebene Schotterfläche, die mehrfach Deltaschichtung zeigt, somit ein ausgefülltes Seebecken, dessen letzter Rest der See von Nantua ist (h = 474 m, A = 141 ha, Max.-Tiefe = 43 m)[1]). Die Lage des Sees ist vom Gebirgsbau völlig unabhängig, er erfüllt das Zungenbecken eines alten Gletschers. Der erwähnte Moränenwall liefert keine wirksame Abdämmung mehr; diese würde auch zur Erklärung der Seetiefe nicht genügen[2]), denn der Oignin fließt wenige Kilometer weiter unterhalb schon in anstehendem Gestein; es hat wenigstens teilweise auch glaziale Erosion an der Schaffung des Seebeckens mitgewirkt, die gerade hier sich entfalten konnte, wo der Gletscher aus dem engen Quertal in eine breite ebene Fläche hinauszutreten im Begriff war.

Die ehemalige Ausdehnung des Sees ist deutlich an dem vollkommen ebenen Talboden erkennbar; dieser reicht gegen W bis zu dem Moränenwall von Nurieux, gegen S im Oignintal bis St. Martin-du-Fresne, gegen N bis Montréal. Gletscher und See haben sich hammerförmig vor dem Ausgang des Quertals ausgebreitet. Auch das untere Stück des Oignintals jenseit der Lücke von Nurieux ist durch Schotter zugeschüttet, durch die sich der Fluß ein bis 35 m tiefes Bett gegraben hat, wobei er zweimal (gleichsam epigenetisch) sich in anstehendes Gestein eingeschnitten hat, offenbar Stellen, wo er sein verschüttetes Bett nicht mehr gefunden hat. Das Becken von La Cluze ist gegenwärtig noch ein Anziehungspunkt zentripetaler Entwässerung. Vor seiner glazialen Ausgestaltung scheint ein Fluß in der Richtung der heutigen Ange stets der Muldenachse folgend nach S und über La Balme und Cerdon in das Gebiet des Veyron geflossen zu sein, der bei Poncin den Ain erreicht. Ein solcher Flußlauf ist durch ein Trockental bis La Balme verfolgbar. Die Austiefung des Beckens von La Cluze hat sodann die heutigen Entwässerungsverhältnisse geschaffen.

Eine kurze Strecke unterhalb der Mündung des Oignin nimmt der Ain die Valouse auf, deren südlich gerichteter Lauf in seiner ganzen Erstreckung, ebenso wie ihr Zufluß, der Valouson, und dessen zahlreiche Quellflüsse an Oxfordschichten gebunden sind. Wir sehen also in diesen abgetragenen Plateaugebieten ein unbedingtes Vorherrschen der sub-

[1]) Delebecque, Les lacs français, S. 32. Die Isobathenkarte zeigt eine ziemlich ausgedehnte Plattform unter 40 m Tiefe, von der nach dem flachen Westende der Boden ziemlich rasch ansteigt.

[2]) So Delebecque, a. a. O. S. 362. Die Entstehung des vom See erfüllten Quertals wird uns bei der Betrachtung des Rhônegebiets beschäftigen.

sequenten Erosion, der Anpassung der Flußläufe an die Gesteinsbeschaffenheit. Ähnliches gilt auch vom Gebiet des letzten Jurazuflusses des Ain, des **Surand**. Sein Unterlauf wurde zur Zeit der Faltung in einer tektonischen Mulde angelegt; als er seinen Lauf nach aufwärts verlängerte, trat der Fluß dort, wo seine Mulde durch Brüche abgeschnitten wird und wahrscheinlich durch diese geleitet, auf Oxfordschichten über und hat sich in diesen ein Tal mit monoklinalem Schichtbau geschaffen.

Wir haben das Aintal bei der Mündung der Bienne verlassen. Der Talcharakter bleibt auch weiter abwärts der gleiche, wobei der Fluß immer zunächst ein Stück weit im Streichen der Falten fließt und dann in Quertalstücken diese kreuzt. Dieser Wechsel von Längs- und Quertalstrecken ist aber von der rostförmigen Anordnung der Täler des Kettenjura gänzlich verschieden. Längs- und Quertalstücke sind hier gleich breit, die ersteren fallen bald in die Muldenachsen, bald auf die erodierten Sättel der Gewölbe. In dieser Weise windet sich der Ain in trägem Laufe durch die letzten Randfalten, bis er bei Pont-d'Ain (240 m) in die Bresse hinaustritt.

4. Alter und Entstehung des Aintals.

Bei der talgeschichtlichen Betrachtung fallen zunächst große Analogien zwischen Doubs- und Ainlauf, nämlich die Unabhängigkeit der Talrichtung vom inneren Bau des Gebirges und die Tiefe des Tales auf. Diese konnten wir beim Doubs zum größten Teile als durch nachträgliche Krustenbewegungen bedingt erkennen, und ähnliches gilt auch vom Ain. Auch hier haben die Einebnungsvorgänge zur Herstellung einer recht vollkommenen Rumpffläche geführt, auch hier wurde der erste Zyklus der Entwicklung der Oberflächenformen durch Krustenbewegungen unterbrochen, wie wir sie ja auch für das westliche Randgebiet des Jura annehmen mußten. Diese zweite Dislokationsperiode führte zu einer **allgemeinen Hebung des Gebirges**, verbunden mit einer **Schiefstellung** der in Ausbildung begriffenen Rumpffläche gegen NW und W. Der Maximalbetrag der Hebung ergibt sich aus der Tiefe des Aintals unter das Niveau der eingeebneten Plateauflächen; im mittleren Teile, etwa in der Gegend von Clairvaux, beträgt sie rund 300 m, und auch beim Austritt in die Bresse besitzt das Aintal noch die stattliche Tiefe von 200 m. Doch möchten wir nicht den ganzen Betrag auf Kosten der Hebung setzen; ebensowenig ist die allgemeine Höhenabnahme gegen W allein eine Folge der Schiefstellung, denn das Fehlen mächtiger Schichtkomplexe im westlichen Teile des Gebirges beweist, daß schon vor der nachträglichen Hebung bedeutende Höhenunterschiede zwischen O und W bestanden haben müssen.

Die Beschaffenheit des Aintals nach Abschluß der Hauptfaltung läßt sich nicht mehr rekonstruieren; doch dürfte es in seinen großen Zügen von dem heutigen Zustand nicht allzu sehr verschieden gewesen sein. Es scheint, in seiner Erstreckung vom Austritt aus dem Becken von Champagnole an, zurückzugehen auf einen **vorpliocänen Abdachungsfluß**, der seinen Lauf durch die aufsteigenden Falten bewahrt, dann allerdings in der nicht allzu langen Zeit der Ruhe der Beschaffenheit der damaligen Landoberfläche sich angepaßt hat; dafür spricht der stete Wechsel seines Verhältnisses zur Struktur, das auffällige Mäandern in hartem Gestein, das unvermittelte Übertreten von weicher auf harte Unterlage. Die späteren jungpliocänen Dislokationen senkten sodann seine Mäander in die gehobenen Plateaumassen ein.

Immerhin treffen wir diese Verhältnisse nur bei dem kräftigen Hauptfluß; die meisten seiner Nebenflüsse sind in ein bestimmtes Abhängigkeitsverhältnis zu den schon durch die Hauptfaltung geschaffenen Zuständen getreten. Sie liegen entweder in tektonischen Mulden, wie der mittlere Teil der Bienne, des Oignin und der untere Surand, oder sie folgen dem Auftreten wenig widerstandsfähiger Schichten, wie Valouse, Valouson und der obere Surand.

Nur der untere Teil der Bienne erscheint gleichfalls als ein ehemals angepaßter, vielleicht ursprünglich antezedenter und durch spätere Krustenbewegungen eingesenkter Flußlauf; denn wir treffen hier dieselben Verhältnisse wie im Aintal selbst.

Übrigens erfuhren durch die jungpliocäne Hebung auch die Nebenflüsse des Ain eine Neubelebung; das erkennen wir an der großen Tiefe des mittleren Biennetals, wo ein alter Talboden ca 300 m über dem Flußspiegel angedeutet ist, an den tiefen Tälern des Drouvenant, Hérisson u. a., an den jugendlichen Erosionsschluchten um St. Claude. Der landschaftliche Charakter des Plateaujura, der Kontrast zwischen den eintönigen Hochflächen und den tiefen Tälern ist also im wesentlichen erst eine Folge der zweiten Dislokationsperiode des Gebirges[1]).

Die Geschichte der großen Juraflüsse läßt uns schließlich einen Überblick über den Verlauf der Herstellung der gegenwärtigen Reliefformen gewinnen, der sich in großen Zügen ungefähr folgendermaßen formulieren läßt. Die postmiocäne Faltung pflanzte sich von NW gegen SO fort und hatte bis zur Mitte der Pliocänzeit ein Faltengebirge geschaffen, dessen einzelne Teile schon damals nicht unbedeutende Abweichungen zeigten. Der Westen war bereits zur Ruhe gekommen, im O dauerte die Faltung in abgeschwächtem Maße noch an; im W hatten Abtragung und Einebnung die Strukturformen bereits stark verwischt, im O bestanden sie noch in jugendlicher Frische. Die Flüsse des westlichen und mittleren Teiles hatten sich der Struktur und Gesteinsbeschaffenheit angepaßt und flossen in wenig tiefen Tälern dahin, die des O ordneten sich vorwiegend den von der Struktur geschaffenen Zuständen unter. In der letzten Phase des Pliocäns erfolgte dann eine nochmalige Dislokation des ganzen Gebirges, die sich vorwiegend als eine allgemeine Hebung und Verbiegung äußerte, ohne daß es dabei zu einer abermaligen Faltung gekommen wäre. Im W leitete die Hebung einen neuen Zyklus der Flußentwicklung ein, im O traf sie vielleicht noch mit den letzten Äußerungen der Hauptfaltung zusammen und übte keinen namhaften Einfluß auf die Geschichte der Flüsse aus, die Einsenkung des Rheinthals oberhalb Basel und deren Folgen ausgenommen.

Gleichzeitig mit dieser Hebung des Jura erfolgte eine andauernde Senkung der Bresse, es entstand der scharfe westliche Juraabfall, die kleinen Flüsse, die in die Bresse hinaustreten, erfuhren ebenfalls eine Neubelebung, und es kam zu der Auflösung und Zerstückelung der eingeebneten westlichen Randketten. Seither dauerte die weitere Abtragung der Plateauflächen auch durch andere Agentien als die Seitenerosion der Flüsse, nämlich durch Abspülung und Lösung, ungestört an; die heutige Rumpfebene des Jura ist nur das weiter entwickelte Stadium der noch weniger vollkommenen Einebnungsflächen des Pliocäns.

V. Das Rhônegebiet.

Doubs und Ain, obwohl dem Rhônegebiet angehörend, konnten doch als selbständige Juraflüsse betrachtet werden, da sie erst außerhalb des Gebirges in die dessen Westrand bildende Tiefenlinie münden. Der Hauptfluß des südlichen Jura, die Rhône, ist in seinem Laufe fast ausschließlich durch die Formen der Struktur bedingt; durch den häufigen Wechsel von Längs- und Quertalstrecken erinnert ihr Lauf an die Rostgebirgsflüsse des nördlichen Kettenjura; zugleich aber tritt durch die eiszeitliche Vergletscherung, die den südlichen Jura besonders betraf, ein neues Moment bei der talgeschichtlichen Betrachtung hinzu. Die Rhône ist der einzige Jurafluß, dessen Gebiet durch die Vergletscherung maßgebend beeinflußt wurde.

[1]) Brückner, Eiszeitalter usw., S. 478.

1. Das Rhônetal bis Culoz.

Nach unruhig pendelndem Laufe durch die Quartärlandschaft unterhalb Genf, wo die Rhône durch die Mündung der Arve die im Genfer See erlangte Klarheit des Wassers rasch wieder eingebüßt hat, tritt sie bei Collogny an die erste Jurakette heran und benutzt zu ihrer Durchquerung den tiefsten Punkt der Antiklinalkammlinie zwischen der Vuache und der Kette des Grand Crédo, wo die Urgonschichten gegenüber ihrer Höhenlage auf dem Gipfel des Grand Crédo (1400 m) eine Senkung von fast 1000 m erfahren und dann in der Vuache wieder auf 940 m ansteigen. Die Klus der Rhône, überragt von dem malerischen Fort de l'Écluse, das den Zugang zum südlichen Jura von O her deckt, stellt also ein typisches Walmtal vor. Nunmehr fließt der Fluß stets in engem Tale zwischen steilen Gehängen dahin und erreicht nach einer großen, südwärts gerichteten Schlinge das Becken von Bellegarde, um nun nach S umzubiegen und einer breiten Mulde bis Culoz zu folgen. Noch hat sich der Fluß oberhalb Bellegarde zunächst nur in weiche Molasseschichten eingetieft und ist von der Höhe der welligen Schotterflächen, die ihn 150—200 m hoch überragen, noch zu erblicken. Von der Brücke von Grézin an aber bleiben die Ufer des zu einem wilden Cañon gewordenen Bettes auf 10 km Länge bis Génissiat unzugänglich, der Fluß schießt zwischen senkrechten Mauern aus Kreidekalken dahin, deren abwechselnd harte und weiche Schichtbänke bald überhängen, bald nischenartig zurücktreten. Bei der Brücke von Lucy, etwa 1 km oberhalb Bellegarde, befindet sich die bekannte »Perte du Rhône«, wo der Fluß den größten Teil seines Wassers durch einen etwa 40 m langen unterirdischen Kanal strömen läßt. Bei Niederwasser ist der Schwund ein vollständiger, das oberirdische Bett völlig trocken, bei Hochwasser bleibt in diesem ein spärliches Rinnsal übrig.

Eine detaillierte Beschreibung dieser Verhältnisse gab Bourdon (Le cañon du Rhône etc., Bull. soc. de géogr. de France XV, 1894, S. 70ff.). Danach führt die Rhône bei mittlerem Wasserstand vor der »Perte« etwa 500 Sek.-cbm, unter der Brücke von Lucy nur 50 cbm, der Rest fließt in dem unterirdischen Bette; zu Zeiten höchsten Wasserstandes führt die Rhône an dieser Stelle 1500 cbm, wovon etwa zwei Drittel unterirdisch fließen, wonach bei der mittleren Geschwindigkeit von 8 m pro Sekunde auf eine unterirdische Galerie von etwa 12 m Tiefe und 12 m Breite geschlossen werden muß. Genaue Beobachtungen seit 1853 lehren, daß sich der Beginn der »Perte« nach aufwärts verlegt, und es scheint diese Verschiebung gegenwärtig etwa 1—1,5 m im Jahre zu betragen, nach den Karten der letzten 50 Jahre etwa 70—80 m in einem Jahrhundert.

Dem Rhônelauf um Bellegarde ganz ähnlich ist die unterste Strecke der Valserine, die von Châtillon-de-Michaille an gleichfalls in tiefem Cañon mit Schnellen und Cascaden fließt und in einem 12 m hohen Falle die Rhône als viel wasserreicherer Fluß erreicht. Ihr Oberlauf ist bestimmt durch das große Längstal, das wir als Grenze zwischen Ketten- und Plateaujura kennen gelernt haben; südlich von Chézéry liegt eine in der Eiszeit entstandene Flußverlegung vor, indem der präglaziale Fluß durch die Kreidemulde von La Mantière direkt nach S floß, während der heutige die stark gesenkte Antiklinale von Crêt de Chalam und das verkarstete Urgonkalkplateau von Ladai durchschneidet[1]). Bei Châtillon-de-Michaille, wo der Cañon der Valserine beginnt, nimmt sie aus engem Tale die Semine auf, deren unterstes Talstück, von St. Germain-de-Joux an, in die Quertallinie Nantua-Bellegarde fällt.

Der Cañoncharakter des Rhônelaufs reicht bis Pyrimont. Bei Malpertuis ist die Rhôneschlucht 200 m tief eingeschnitten und nur wenige Meter breit; das Gefälle von Bellegarde bis hierher beträgt aber auf der 13 km langen Strecke kaum 40 m. Dabei steigt die Sohle des breiten Tales gegen S, also gegen das Flußgefälle an; bei Bellegarde liegt sie 340 m, bei Beaumont unfern Malpertuis 492 m, wodurch die Beckenform dieses

---

[1]) Schardt, Études géolog. sur l'extrémité méridionale des Mts. Jura (Bull. soc. vaud. XX, 1891, S. 114) und Douxami, La vallée moyenne du Rhône (Ann. de Géogr. XI, 1902, S. 414).

Talstücks zustande kommt. Der ganze Talcharakter von dem Fort de l'Écluse bis hierher ist der jugendlicher Unfertigkeit; der Fluß hat sein normales Gefälle noch nicht erhalten und ist erst daran, sich sein Bett zu schaffen. Erst von Pyrimont an beginnen normalere Verhältnisse. Der Fluß tritt aus seinem Felsenbett heraus und fließt an der Sohle der immer breiter werdenden Mulde, nunmehr stark verwildert, bis Culoz. Unfern Seyssel nimmt er die Usses auf, deren beide Quellflüsse sich am Südende der Vuachekette vereinigen und die ein weitverzweigtes Talsystem quartären Alters um Frangy besitzen; oberhalb Anglefort mündet der Fier, der in tiefer Schlucht die Jurakette von Gros-Foug durchbricht. Vor Culoz stellen sich versumpfte Talstrecken ein, dann wendet sich die Rhône südwestlich, umfließt das Südende des Grand Colombier und tritt in die nächstwestliche Mulde.

In dem bisher geschilderten Teile des Rhônegebiets tritt als erstes Problem die Frage nach dem Alter des Rhônedurchbruchs beim Fort de l'Écluse hervor. Die präglaziale Fußebene des Alpenvorlandes senkte sich ebenso wie gegen NW zum Rhein auch nach SW zum Rhônegebiet und hatte jedenfalls damals einen Abfluß durch einen großen Alpenstrom, der durch das breite Tor zwischen dem Salève und der Vuachekette in einer Höhe von ca 600 m, etwa zwischen Frangy und La Balme in das Grenzgebiet zwischen Jura und Alpen hinaustrat. In tertiärer Zeit bestand also der Rhônedurchbruch noch nicht, es fehlen auch diesem Abschnitt des Rhônetals die miocänen, alpinen Konglomerate[1]); jedenfalls aber ist er älter als die letzte Vergletscherung, deren fluvioglaziale Bildungen das Durchbruchstal erfüllen[2]).

Die quartären Ablagerungen beim Fort de l'Écluse waren seit den Beobachtungen von Renevier (1883) Gegenstand vielfacher Untersuchungen. Am Boden der Klus liegt ein etwa 4 m mächtiges Lager von Ton, darüber horizontal geschichtete Sande und Schotter, die in den oberen Partien bis zu 6—700 m Höhe mit Moränen alternieren; noch höher, bis 1040 m, reichen am Abhang der Sorgia die Ufermoränen des letzten Rhônegletschers, und bis 1200 m die einzelnen Blöcke der Maximalvergletscherung. Auch unterhalb der Klus, am Fuße des Felsens von Léaz, den die Rhône umfließt, finden sich wieder Sande, Schotter und darüber Moränen. Schardt (a. a. O. S. 77 und 129) deutete diese Verhältnisse so, daß vor dem Eindringen des letzten Rhônegletschers das Becken von Bellegarde bis zur Stelle der heutigen Klus, in der die noch nicht so weit abgetragenen Valangien- und Urgonschichten eine Barre bildeten, von einem See erfüllt gewesen sei, in den sich der Schuttkegel der präglazialen Rhône hineinbaute. Die Annahme eines Sees hielt Douxami angesichts der horizontal lagernden Schotter für unwahrscheinlich (a. a. O. S. 413). Jedenfalls sind diese geschichteten Ablagerungen, die seither von der Rhône wieder durchschnitten wurden, Äquivalente des Niederterrassenschotters, ältere Schotter wurden bisher hier nicht nachgewiesen. In einer nicht näher bestimmbaren Phase des Eiszeitalters hat also die Rhône ihren Lauf südlich der Vuache aufgegeben und die tiefe Einsattelung an der Stelle der heutigen Klus benutzt; zu Beginn der Würmeiszeit war aber dies schon zu ihrer gegenwärtigen Tiefe erodiert.

Die Quertallinie Nantua—Bellegarde, die bei letzterem Orte in das Rhônetal mündet und eine tiefgehende Unterbrechung des Plateaujura bildet, entstand durch Verschweißung einer Anzahl sehr verschiedener Glieder. Das westlichste Talstück von Neyrolles bis La Cluze, heute zur Hälfte vom See von Nantua eingenommen, ist ein Quertal, das wenigstens in seinem oberen Teile tektonisch angelegt erscheint, indem hier die Schichten im Streichen einen nach W vorspringenden Winkel bilden und außerdem eine beträchtliche Senkung erfahren haben. Das Talstück von Neyrolles bis zum oberen Ende des Lac de Silans fällt in eine mit Kreideschichten erfüllte tektonische Mulde, die ihren vom allgemeinen Schichtstreichen etwas abweichenden Verlauf einer Art horizontaler Verschiebung oder Verschleppung der tektonischen Achsen verdankt, ohne daß es dabei zu einer echten Blattverwerfung gekommen wäre[3]). Der langgestreckte, schmale Lac de Silans (h = 584 m, A = 50 ha, T = 22 m) ist an seinem Westende in postglazialer Zeit durch einen Berg-

[1]) Forel hat ohne Angabe näherer Gründe die Ansicht ausgesprochen, daß seit dem Ende des Miocäns die Rhône durch die Klus von Bellegarde geflossen sei (Bull. soc. vaud. XXVI, 1890, S. 12).

[2]) Dies ist der Grund, warum die meisten Autoren den Rhônedurchbruch für präglazial erklären, was nur für die letzte Vergletscherung nachweisbar ist.

[3]) Vgl. Benoits Notice explicative de la feuille Nantua (160) d. l. carte géol. détaillée.

sturz vom nördlichen Gehänge her aufgestaut worden, durch den sich der Abfluß des Sees unterirdisch gegen Neyrolles richtet [1]). Die weitere Fortsetzung der Querlinie bis St. Germain-de-Joux, die nach O entwässert wird, ist ein einfaches Erosionstal ohne bestimmte Beziehungen zur Struktur, schließlich das Tal der Semine von St. Germain-de-Joux bis zur Einmündung in die Valserine ein echtes Quertal senkrecht zum Streichen, das von einem ursprünglichen Abdachungsfluß aufgesucht und später ausgebildet wurde.

Die Verknüpfung der einzelnen Talstücke zu einer zusammenhängenden Querlinie mit niedrigen Talwasserscheiden geschah schon in präglazialer Zeit, doch haben seither noch Verschiebungen der Wasserscheide stattgefunden. Besonders kräftig konnte die Erosion auf der Strecke oberhalb La Cluze arbeiten und hat hier das Muldentalstück, in dem heute der Lac de Silans liegt, erobert. Die Strecke zwischen dem oberen Ende des Sees und St. Germain-de-Joux zerfällt hydrographisch in zwei Abschnitte, getrennt durch eine Trockentalung; wie der Talcharakter zeigt, ist sie das Werk eines größeren Flusses, als es die heute sie durchströmenden Bäche sind, und es liegt die Annahme nahe, daß sie ebenso wie der Oberlauf der Semine oberhalb St. Germain einst nach W gegen Nantua entwässert wurde. Die große Erosionsleistung, die im Rhônetal bei Bellegarde vor sich ging, zwang auch den Flankenfluß oberhalb Bellegarde zu lebhafterer Tätigkeit. Heute fließt die Semine durchweg in einer engen Schlucht, während eine von Juramoränen bedeckte präglaziale Talsohle am Gehänge erkennbar ist. Am westlichen Ende der Querlinie war für die postglaziale Erosion das lokale Erosionsniveau durch die Bildung des Sees von Nantua festgelegt, die Talbildung in diesem Abschnitt verzögert, so daß der kräftiger arbeitende Ostfluß den Bach oberhalb St. Germain zu sich herüberziehen konnte. Eine Verlegung der Wasserscheide von geringerem Ausmaß erfolgte in postglazialer Zeit durch den Bergsturz am Westende des Sees von Silans, indem dadurch die Wasserscheide, die früher am Ostende des Sees gelegen sein mochte, auf den Gipfel des Bergsturzes gerückt wurde.

Die Kennzeichen erneuerter Flußtätigkeit erscheinen nun im ganzen Rhônetal und in seinen Seitentälern. Das Rhônetal bis etwa nach Pyrimont ist eine breite Hohlform, die nachträglich durch die quartären Ablagerungen zugeschüttet wurde und in die erst in jüngster Vergangenheit der Cañon zwischen der »Perte« und Pyrimont eingeschnitten wurde. Ein Querprofil unterhalb Bellegarde von der Rhône gegen W zeigt uns die tiefe Rhôneschlucht in den Urgonkalken, darüber eine anfangs fast horizontale, dann allmählich ansteigende Schotterfläche, zerteilt durch zahlreiche kleine Bäche, die ihrerseits sich entweder bis zu den Kreidekalken oder wenigstens in die Molasseschichten eingeschnitten haben; dann erst erfolgt ein steilerer Anstieg zu den Höhen des Grand Colombier. Der Knick am Gehänge, der ungefähr zusammenfällt mit der Grenze des Vorkommens der Kreideschichten, liegt am rechten Rhôneufer über Bellegarde etwa 600 m hoch und sinkt gegen Seyssel auf 500 m herab; ihm folgt die Straße von Châtillon-de-Michaille nach S und ihn kennzeichnet die Lage der Dörfer Vouvray und Ochiaz. Am linken Ufer erscheint die obere Terrassenkante erst am Gehänge der Kette des Gros-Foug, stets gekennzeichnet durch das Auftreten der marinen Molasse, in Höhen von 500 m nördlich des Fier, südlich desselben bis gegenüber Anglefort in etwa 460 m; auf dieser Terrasse liegt u. a. das Dorf Motz. Auch im Gebiet der unteren Valserine tritt wieder die Erscheinung des durch fluvioglaziale Schotter (der letzten Vergletscherung) zugeschütteten Tales auffällig entgegen. Vom oberen Rande des Cañons der Valserine steigt die Schotterfläche allmählich an und stößt

[1]) Benoits Karte gibt anstatt eines Bergsturzes anstehende Kreidekalke an; doch ist durch den Einschnitt der Bahnlinie ein sehr deutlicher Aufschluß der Bergsturzmassen geliefert, worauf auch das unruhige Terrain und das Vegetationskleid hinweist; vgl. auch Delebecque, Les lacs français, S. 246, dem auch die limnimetrischen Werte entnommen sind.



mit einem scharfen Knick in ca 600 m Höhe an die Gehänge der Reculetkette; auf dieser Terrasse liegen die Dörfer Confort und Lancrans am linken, Châtillon am rechten Ufer, mehr als 100 m über dem Flußniveau.

In das zugeschüttete Tal schnitt sich die Rhône in postglazialer Zeit tief ein; ihr Cañon ist die Folge einer antiklinalen Aufwölbung (»Bombement«), die das Innere des Beckens von Bellegarde betroffen hat [1]), und die auch die Flüsse der Seitentäler zu verstärktem Einschneiden veranlassen mußte. Aus enger Schlucht mündet mit starkem Gefälle die Valserine, um das Niveau der Rhône zu erreichen. Kleine Kaskaden bildet die bei Pyrimont mündende Véseronce. Auch die tiefe Schlucht des Fier im Gewölbe des Gros-Foug ist sichtlich sehr jugendlicher Entstehung. Früher konnte der Fier durch die Mulde von Rumilly nach S zum Sierroz fließen, bis durch die neubelebte Erosion im Haupttal ein Flankental des Gros-Foug zum vollständigen Durchbruchstal wurde und den Gewässern des Molasseplateaus von Versonnex einen kürzeren Ausweg zur Rhône schuf.

Wo die tektonische Störung des Beckens von Bellegarde zu Ende geht, ändert sich der Charakter des Rhônetals; der Fluß tritt aus der engen Schlucht in eine breite Talsohle.

2. *Das Rhônetal von Culoz bis zum Austritt aus dem Gebirge.*

Während die östlichste Mulde des Jura südlich von Culoz vom Lac de Bourget erfüllt wird, folgt die Rhône der nächstwestlichen bis Yenne. Bis etwa zur Mündung des Fier bestimmt Zuschüttung des Tales und nachträgliche Tiefenerosion des Flusses den Talcharakter; nunmehr fällt das breite, trogförmig ausgestaltete Talprofil mit flacher Sohle auf, in der der Fluß in unruhigem Laufe und stark verwildert dahinfließt, und über die, namentlich am rechten Ufer, steile, vielfach abgeschliffene Gehänge mit Abbruchformen sich erheben, die flacheren Partien in ca 600 m Höhe Platz machen [2]). Aus der weiten Alluvialfläche um Culoz, in der der Rhône aus dem breiten Val Romey der Séran zuströmt, ragen abgerundete Riegelberge und Berginseln auf: Vom Südende des Colombier springt nach S der Mollard de Jugeant (317 m) vor; gänzlich isoliert erhebt sich aus dem Sumpfgebiet der »Marais de Lavours« der Mollard de Vions (321 m), tektonisch die Fortsetzung der Chaîne de l'Épine und das Verbindungsglied zwischen dieser Kette und der des Colombier, gelegen an der Stelle einer beträchtlichen Senkung der Antiklinalachse, wodurch der Rhône, die den Hügel von Vions umspült, der Übertritt in die Mulde von Yenne erleichtert wurde. An ihrem rechten Ufer erhebt sich ferner bei Lavours eine Insel von oberen Malmkalken zu 327 m, und schließlich treten am Nordende des Lac de Bourget bei Châtillon inselartig zwei Kreidefelsen (268 m) auf. Alle diese bis zu 90 m aus der rund 235 m hohen Talsohle aufragenden Erhebungen zeigen deutliche Spuren glazialer Abrundung und Abschleifung; sie erscheinen uns als die auch ihrerseits stark abgetragenen Reste einer präglazialen Talsohle inmitten eines Gebiets intensiver flächenhafter Erosion, einer im Vergleich zu den untergeordneten und weiter aufwärts gelegenen Talstrecken übertieften Tallandschaft. Während aber auf großen Flächen das durch die Übertiefung erreichte Niveau seither durch junge Alluvionen wieder namhaft erhöht wurde, erscheint es in seiner ursprünglichen Höhenlage noch am Boden des Lac de Bourget.

Dieser größte und schönste aller Juraseen, gelegen zwischen den steil abfallenden Gehängen der beiden ersten Juraketten, erreicht bei einer Länge von 18 km und einer größten Breite von 3 km ein Areal von 4462 ha und eine größte Tiefe von 145,4 m im nördlichen Teile; an seinem Ostufer mündet mit einem großen Delta der aus der Mulde

[1]) Douxami, La vallée moyenne du Rhône (Ann. de Géogr. XI, 1902, S. 415).
[2]) Die französischen topographischen Karten lassen diese Verhältnisse keineswegs in wünschenswerter Deutlichkeit zum Ausdruck gelangen.



von Albens kommende Sierroz; eine Barre, gebildet durch zwei sublakustre Hügel in 42,9 und 41,2 m Tiefe, trennt von dem Hauptbecken die am östlichen Ufer einschneidende Bucht von Grésine ab [1]). Der heutige See ist aber nur der Überrest einer einst weit größeren Wasserfläche, die nach dem vollkommen ebenen Boden seiner Umgebung zu schließen in einem Niveau von ca 300 m nach N bis gegen Seyssel, im S einerseits bis Chambéry, anderseits im heutigen Rhônetal bis zu den Moränen von Massignieu, im O und W bis an den Abfall der Schotterterrassen bei Chindrieux, bzw. Artemare und Avrissieu reichte. Diese einstige Seewanne wurde durch Rhône, Séran und Leisse in postglazialer Zeit größtenteils zugeschüttet, die Deltaschotter dieser Flüsse sind an vielen Orten, so bei Seyssel, Anglefort, unterhalb Motz und bei Chambéry erschlossen. Heute fließt die Rhône an ihrem eigenen Delta vorbei gegen SW und nimmt den Abfluß des Sees auf, der im Kanal von Savières durch die Sümpfe von Lavours geleitet ist. Übrigens geht zur Zeit der Frühjahrs- und Herbsthochwässer noch ein Teil der Rhônegewässer durch diesen Kanal zum See [2]).

Die einstige Ausdehnung der Seewanne und ihre späteren Schicksale lassen auch ihre Entstehung erkennen. Der Lac de Bourget liegt in einem durch Glazialerosion übertieften Zungenbecken, in dem er bei dessen nachträglicher Zuschüttung gleichsam ausgespart blieb. Der Minimalbetrag der Übertiefung ergibt sich aus der Höhendifferenz zwischen dem Seeboden und den erwähnten Inselbergen zu ca 240 m; doch scheint die präglaziale Talsohle, wie die flacheren Gehängepartien oberhalb der steil zum See abstürzenden Felswände, namentlich des westlichen Ufers lehren, noch in viel höherem Niveau bei etwa 500 m, gelegen gewesen zu sein, woraus auf einen Maximalbetrag der Übertiefung von mehr als 400 m zu schließen wäre. Das übertiefte Talgebiet setzt sich im Tale der von S in den See mündenden Leisse fort, sowie in der eigentümlichen breiten Senke zwischen Chambéry und Montmélian, in welcher in 340 m Höhe die durch junge Moränen gebildete Wasserscheide zwischen Rhône- und Isèregebiet liegt [3]).

Dem Beschauer, der von einem höher gelegenen Punkte, etwa vom Abhang des Colombier, das Gebiet um und südlich von Culoz überblickt, drängt sich unwillkürlich die Überzeugung auf, daß die Rhône vor der Entstehung des Lac de Bourget durch das heutige Seetal direkt nach S ins Isèregebiet geflossen sei. Delebecque hat u. a. diese Ansicht ausgesprochen [4]), gestützt auf Gerölle des Wallis, die man bei Chambéry gefunden habe, und auf alte Glazialschotter, die in Zusammenhang, aber disloziert und bedeckt von jüngeren Moränen vom See von Bourget über Chambéry und im Isèretal bis Voiron und St. Marcellin zu verfolgen seien. Diesen Schotter hält Delebecque für Deckenschotter, gleichaltrig den Geröllen der Dombes, die Entstehung des Sees somit für jünger als diese und, der Theorie Heims folgend, für die Folge eines Rücksinkens des Alpenkörpers. Hingegen haben Kilians Untersuchungen [5]) ergeben, daß die Schotter von Voiron und St. Marcellin verschiedenen Perioden des Isèretals angehören, daß diese Terrassen auch mit denen von Chambéry nicht in Beziehung gebracht werden können, und daß die von Delebecque behauptete Konstanz der Schotterniveaus überhaupt nicht bestehe; er bezweifelt daher auch die Entstehung des Sees durch ein Rücksinken der Alpen. Daß die Rhône in präglazialer Zeit den Weg nach S ins Isèregebiet genommen hat, bevor die Enge von Culoz durch (wie es scheint, vornehmlich glaziale) Erosion beseitigt war, ist immerhin wahrscheinlich, wenn auch die Walliser Gerölle bei Chambéry nicht beweisend sind; sie können sehr wohl den Moränen des Walliser Eises entstammen, das sich in dieser Gegend ebenso wie das des Isèregletschers in einheitlicher Flut nach SW bewegte, ohne daß dabei ein Hin- und Herpendeln des Rhônegletschers nach S oder des Isèregletschers nach N im Tale von Chambéry stattgefunden hätte. Eine Dislokation älterer Glazialschotter im Sinne eines Rücksinkens der Alpen ist bisher nicht nachgewiesen; hingegen erklärt die Anschauung des übertieften und nachträglich teilweise zugeschütteten Zungenbeckens sowohl die Existenz des Sees als auch das Vorhandensein der großen und breiten, nur durch eine niedrige Wasserscheide getrennten Talstrecken im Rhône- und Isèregebiet.

Durch das Sumpfgebiet von Lavours windet sich in trägem Laufe der Séran der Rhône zu, der im Oberlauf die breite Kreidemulde des Val Romey entwässert und bei

[1]) Delebecque, Les lacs français, S. 30.
[2]) Delebecque, a. a. O. S. 357.
[3]) Wie Révil (Bull. soc. géol., 1900, 3. série XXVIII, S. 893) gezeigt hat, ist diese Senke durch eine synklinale Transversalknickung tektonisch angelegt; doch bleibt ihre Breite angesichts der kleinen, sie heute durchfließenden Bäche bemerkenswert.
[4]) Sur l'âge du lac de Bourget etc. (C. R. ac. franç., 1894, CXIX, S. 931).
[5]) Bull. soc. géol., 3. série XXII, 1894, S. CLXXXVII.

Artemare den alten Seeboden betritt. Hier zweigt von seinem Tale eine Tiefenlinie ab, die wir eingangs als Grenze zwischen dem savoyischen und dem Jura des Bugey verwendeten und die durch die Eisenbahnlinie Genf—Culoz—Lyon hervorgehoben wird. Sie durchsetzt die nächstwestliche Jurakette, die südliche Fortsetzung der »Forêt de Cormaranche« und betritt bei Virieu-le-Grand das Tal der Arène, die aus der geschlossenen Kreidemulde von Hauteville-Thézillieu nach S fließt und oberhalb Virieu-le-Grand, wo die Mulde sich schließt, durch ein enges Tal sich zwängen muß, bis sie bei Pugnieu in den Furans mündet. In dessen Tal, das sich nach S ins Becken von Belley richtet, führt die Bahnlinie gegen NW aufwärts, folgt dann ein Stück weit einem Trockental, überschreitet in diesem bei Les Hôpitaux eine niedrige Talwasserscheide (367 m) und erreicht bei Tenay das Tal der Albarine, dem sie bis zu seinem Austritt aus dem Gebirge bei Ambérieu folgt.

Die ganze Tiefenlinie Culoz—Tenay zeigt Spuren der Übertiefung; auch in ihrem engsten Teile zwischen Virieu-le-Grand und Tenay ist die Enge der Talsohle wesentlich durch die enormen Schuttmassen bedingt, die am Fuße der ca 100 m hohen senkrechten Wände sich anhäufen. In der Eiszeit diente diese Furche als Zungenbecken der Gletschermassen, deren Bewegungsrichtung westlich des Lac de Bourget aus SW nach NW überging. Die starke Erosion um Tenay scheint einen hier mündenden Seitenbach zu verstärktem Einschneiden veranlaßt zu haben, so daß er seinen Lauf bis zur nächsten Mulde, der von Hauteville, nach rückwärts verlängerte und diese aufschloß. Das ist der Oberlauf der Albarine, die bei Hauteville (750 m) plötzlich nach W umbiegt und das dritte Gewölbe des Jura des Bugey in engem und gewundenem Tale mit beträchtlichem Gefälle durchbricht. Sie ist also von ihrer Quelle bis Tenay (330 m) ein durchaus jugendlicher Fluß. Hingegen ist das unterhalb gelegene Talstück der Albarine weit älter. Sie durchfließt von Tenay an zunächst ein bis auf unteren Dogger erodiertes Antiklinaltal, biegt im Zentrum des Gewölbes bei St. Rambert in flachem Bogen nach SW um und fließt bis Torcieu durch ein echtes Quertal; hier biegt sie abermals nach NW auf, wobei das bisher ziemlich enge Tal einen breiten, versumpften, von isolierten Moränenhügeln übersäten Boden gewinnt, und erreicht schließlich durch ein kurzes, quer zum Streichen gerichtetes Talstück oberhalb Ambérieu die Ebene, in der sie dem Ain zuströmt. Die Anlage dieser in den stark gestörten und eingeebneten Randketten gelegenen Talstrecke scheint auf präglaziale Anpassungsvorgänge zurückzugehen, die sich im einzelnen wohl kaum mehr verfolgen lassen, wobei aber die Erschließung der weichen Liasschichten um Torcieu und weiter oberhalb der Oxfordschichten eine große Rolle gespielt haben mag.

In postglazialer Zeit oder noch während des Rückzugs des letzten Rhônegletschers nahm der Abfluß des damaligen Sees von Bourget denselben Weg wie die Eismassen über Culoz und Virieu-le-Grand. Die Enge oberhalb Tenay wurde aber später durch Bergstürze verstopft; dadurch entstand die Wasserscheide bei Les Hôpitaux und die beiden kleinen Seen nahe derselben (13 und 18 ha groß)', deren Abfluß unterirdisch zur Albarine, oberirdisch zum Furans sich richtet [1]).

Als der Lac de Bourget zur Zeit seiner größten Ausdehnung noch bis an die Rückzugsmoränen bei Massignieu reichte, bot sich ihm auch ein Ausfluß von Cressin durch das Tal des Lac de Bare (A = 6,4 ha, T = 20,5 m) nach dem Becken von Belley. In dieser Tiefenlinie, die durch eine Senkung der Antiklinalachse der Montagne des Parves vorgezeichnet ist, liegt heute die Wasserscheide nahe dem Ostende des Sees 243 m hoch, nur wenige Meter über dem Rhônetal. Die Breite des Tales und Schotterablagerungen, die am nördlichen Seeufer mehrfach aufgeschlossen sind, beweisen, daß einst

[1]) Douxami, La vallée moyenne du Rhône (Ann. de Géogr. XI, 1902, S. 418).

ein größerer Fluß diese Querfurche benutzt hat. Da die Schotter an manchen Stellen von einer wenig mächtigen Moränendecke ohne scharfe Trennungslinie überlagert sind, gehört auch dieser Abfluß des Lac de Bourget noch der Zeit der letzten Vergletscherung an.

Der Lac de Bare reichte einst weiter nach W bis an die großen Moränen, die das Becken von Belley erfüllen; sie kleiden auch das am Norduſer des Sees mündende Seitentälchen von St. Champ-Chatonod aus und haben dessen Bach zu dem kleinen Lac de Barterand (A = 19,2 ha, T = 14,5 m) abgedämmt, ebenfalls nur dem Reste einer größeren Wasserfläche, die einst bis an den Moränenwall sich erstreckte.

Zwischen den westlichsten Juraketten liegt das breite, vom Furans und Ousson durchströmte Becken von Belley, ein noch mitten im Gebirge gelegenes Zungenbecken des Rhônegletschers, in dem er während eines Stadiums seines Rückzugs seine Moränenwälle zurückgelassen hat, die sich amphitheatralisch um den Nord- und Westrand des Beckens schlingen. Die Rhône betritt dieses durch die Klus von Pierre-Châtel zwischen Yenne und La Balme. Die jugendlichen Erosionsformen dieses Durchbruchs scheinen für sein rezentes Alter zu sprechen, wenn auch an den beiden Enden und in der Mitte der Klus Rhôneschotter auftreten [1]). Sie gehören aber wahrscheinlich der letzten Zeit des Gletscherrückzugs an, nachdem der Abfluß des Lac de Bourget bereits die Moränen von Massignieu durchschnitten hatte. Vor der Bildung der Klus, die durch ältere Erosionsarbeit schon vorbereitet gewesen sein mag, erhielt die Rhône einen mächtigen Zufluß von S aus der breiten Mulde von Yenne, die in ihrer ganzen Länge von Novalaise an durch Niederterrassenschotter zugeschüttet ist (auf der carte géol. dét. Bl. Chambéry als »moraines externes« angegeben!), in denen die postglaziale Erosion eine prächtige Terrassenlandschaft herausmodelliert hat. Im Hintergrund dieses Tales, südlich von Novalaise liegt bereits außerhalb der fluvioglazialen Talzuschüttung der anmutige See von Aiguebelette (h = 574 m, A = 545 ha, T = 71,1 m), gleichfalls in einem glazialen Zungenbecken, zu dessen Abdämmung aber noch Bergsturzmassen am Nordende von den steilen Wänden des Mont du Chat herab beigetragen haben.

Zum letztenmal erfährt die Rhône durch gefaltete Juraschichten eine Einengung bei Les Chaux, wo sich das Becken von Belley gegen S zuspitzt. Die Geschichte ihres weiteren Laufes ist bestimmt durch Ereignisse des Eiszeitalters auf dem Boden der Dombes, die außerhalb des Rahmens dieser skizzenhaften, der Einzelforschung noch sehr bedürftigen Darstellung fallen [2]).

VII. Kapitel.

Das Karstphänomen im Jura.

I. Die jurassische Karstlandschaft.

Überall dort, wo leicht lösliche und durchlässige Gesteine in ausgedehnterem Maße an der Zusammensetzung der Erdoberfläche sich beteiligen, tritt eine Summe von Erscheinungen und Oberflächenformen auf, die man als Karstphänomen zusammenzufassen pflegt. Der Jura ist nun vorwiegend ein Kalkgebirge; zwischen die mächtigen Kalkmassen der mittleren Trias, des Doggers, Malm und der Kreide schalten sich nur wenig mächtige Mergel- und andere undurchlässige Horizonte ein; die einstige tertiäre Decke ist bis auf spärliche Reste

[1]) Vgl. Douxami, a. a. O. S. 418, der auf Grund dieser Schottervorkommnisse die Bildung der Klus noch vor oder in die Glazialzeit versetzt.

[2]) Vgl. auch das nach Niederschrift dieser Zeilen erschienene Kärtchen des Rhônegletschers von Penck (in »Eiszeitalter«, 6. Lief., S. 640).

verschwunden; die Kalke zeichnen sich, mit Ausnahme der kretazischen, durch große Reinheit und geringe Beimischung toniger und erdiger Bestandteile aus: es sind somit alle Vorbedingungen für das Auftreten sämtlicher Karsterscheinungen im Jura erfüllt. Dies wird namentlich dort der Fall sein, wo ausgedehnte Kalkoberflächen ohne größere tektonische Störungen zutage treten und der nachfolgenden Erosion nur wenig Angriffspunkte zur Erschließung der undurchlässigen Schichten geboten sind, also im Bereich der jurassischen Plateaulandschaften. Diese sind der bevorzugte Schauplatz des Karstphänomens, während in dem stärker gegliederten, abwechslungsreicheren Kettenjura, wo die Kalkschichten zumeist nur in steilen Wänden und Gehängen nackt zutage treten, die günstigen Bedingungen für die Ausbildung einer typischen Karstlandschaft fehlen. Doch treffen wir auch hier in der Gipfelregion der Ketten die Neigung zur Bildung mehr oder weniger ausgedehnter, aus Kalken aufgebauter Plateaus oder breiter Gewölbe. Somit findet sich im landschaftlichen Bilde des Gebirges das Karstphänomen an zwei verschiedene Formengebiete gebunden; wir bezeichnen die auf den ausgedehnten Plateaus des französischen Jura auftretenden Karsterscheinungen als Plateaukarst, die die Gipfelregion des Kettenjura charakterisierenden als Gipfelkarst.

Die Erscheinungen des Plateaukarstes treffen wir wohl im ganzen Plateaujura verbreitet, am ausgeprägtesten aber im Gebiet seiner größten Breite und der schwächsten tektonischen Störungen, also auf den sequanischen Plateaus zwischen Pontarlier, Salins, Besançon und Pierre-Fontaine. Freilich tritt die Karstlandschaft hier nirgends in jener Schroffheit und trostlosen Öde auf, wie z. B. in den typischen Karstgebieten der adriatischen Küstenländer, wenn auch an diese sowohl der allgemeine landschaftliche Charakter als auch alle Einzelformen erinnern. Alle Verhältnisse erscheinen im Jura gleichsam gemildert, was wohl weniger auf die geringere Reinheit der Kalke, als auf klimatische Verhältnisse zurückzuführen ist. Wir befinden uns hier in einem Gebiet ziemlich gleichmäßiger Regenverteilung und dementsprechend nicht allzu kräftiger Abspülung; die Lösungsrückstände der Kalke werden nicht sofort durch heftige Regengüsse weggeschwemmt, sondern bieten Gelegenheit zur Ansiedlung einer, wenn auch dürftigen Pflanzendecke. Anderseits aber wird die Entwicklung des Karstphänomens im Jura durch die relativ stattlichen absoluten Niederschlagsmengen begünstigt.

Folgende Zahlen mögen diese klimatischen Zustände kurz charakterisieren [1]): Es betrug die durchschnittliche Niederschlagshöhe in der Periode 1883—99 in

	Höhe in m	Niederschlag in mm		Höhe in m	Niederschlag in mm
Montbéliard	317	969	St. Amour	253	1210
Besançon	246	977	Ornans	338	1224
Bourg	246	997	Pontarlier	824	1280

Es fallen also schon am Rande des Jura, soweit er dem Saônegebiet angehört, in Höhen unter 300 m Niederschläge von ca 1 m Höhe, und diese steigern sich im Innern des Gebirges, mit der Höhe zunehmend, bis auf 1300 mm. Dabei ist aber die jahreszeitliche Regenverteilung eine ziemlich gleichmäßige, allerdings mit vorherrschenden Sommer- und Herbstregen; es entfielen im Saônegebiet auf den Winter 20%, Frühling 23%, Sommer 28%, Herbst 29%.

Im allgemeinen gewahrt man eine Verschärfung des Karstcharakters, gekennzeichnet durch größere Öde und Vegetationsarmut, in der Richtung von O nach W und es ist diese Erscheinung wohl ebenso wie die in gleicher Richtung abnehmende Höhe der Waldgrenze, auf die im W stärker anprallenden herrschenden Westwinde zurückzuführen. Völlige Vegetationslosigkeit auf größeren Flächen fehlt dem jurassischen Karstboden ebenso wie anderen Karstgebieten; ihn kennzeichnet vielmehr das Auftreten dürftiger, besonders für Schafzucht geeigneter Weideflächen, der sog. Karsthaiden, aus denen aber doch oft auf Flächen mäßigen Umfangs das nackte, karrig angewitterte Gestein zutage tritt; der Wald wird hier durch niedriges Buschwerk ersetzt, in dem namentlich Juniperus und Buxbaum

[1]) Tavernier, Étude hydrologique sur le bassin de la Saône (Ann. de Géogr. X, 1901, S. 46).

vorherrschen, während die deutlicher hervortretenden Gewölbe, namentlich der östlichen Plateaulandschaften, ein reiches Waldkleid tragen, das in seiner Wildheit und Üppigkeit, mit seinem unruhigen, von Karrenschloten und kleinen Dolinen durchsetzten Boden vielfach an die herrlichen Karstwaldungen um Adelsberg in Krain erinnert und in großem Gegensatz steht zu den oft unmittelbar angrenzenden öden Haideflächen, deren Verbreitung durch künstliche Entwaldung noch gesteigert wird.

Von geringerer Ausdehnung, aber in den Formen der Erscheinung dem bisher beschriebenen Typus ähnlich ist der Gipfelkarsttypus. Infolge der tiefen Lage der Waldgrenze im Jura tritt die Verkarstung auf allen Hochgipfeln des Gebirges in Höhen über 1400 m auf, so auf dem Colombier von Culoz, dem Colomby von Gex, der Dôle, Tête de Rang usw. Da ein breiter Krummholzgürtel fehlt, bedecken die Gipfelpartien trockne Grasflächen, aus denen die karrig zerfressenen Schichtköpfe der Malm-, im südlichen Jura auch der Urgonkalke hervorragen und auf denen sich gelegentlich auch kleine Karrenfelder entwickeln [1]).

II. Die Karsterscheinungen im Jura.

Der Jura enthält die ganze Reihe des Formenschatzes eines Karstgebirges, wenn sie auch nicht in dem Maße für das Relief beherrschend wird wie in den Kalkhochalpen oder im Karstgebiet der dinarischen Gebirge; ebenso zeigt auch das Flußnetz des Jura in auffälliger Weise die durch den vorwiegenden Kalkboden hervorgerufenen hydrographischen Eigentümlichkeiten. Im folgenden seien diese Erscheinungen an der Hand typischer Beispiele aus der Literatur und aus eigenen Beobachtungen geschildert.

1. Die Karren.

Die Karren des Jura sind schon frühzeitig Gegenstand der Beobachtung geworden. Agassiz [2]) erwähnt Karrenfelder von der Umgebung des Bieler Sees und vom Gipfel des Marchairuz im waadtländischen Jura, die er auf die Wirkung subglazialer Flüsse zurückführte, und auch noch Ratzel (a. a. O. S. 25) hielt chemische Erosion zur Karrenbildung nicht für ausreichend, sondern nahm die mechanische Wirkung des Fallens und Fließens großer subglazialer und diluvialer Wassermassen zu Hilfe, sah also in den Karren eine durch die frühere Firn- und Eisbedeckung bedingte Bodenform. Hingegen haben für den Jura schon Siegfried [3]), Martins [4]), Dausse und Tardy [5]) diese Erklärung verworfen und allein die chemische Wirkung des atmosphärischen Wassers für die Karrenbildung verantwortlich gemacht. Heute bedarf diese Frage keiner Erörterung mehr, da schon der Hinweis auf die typische Ausbildung dieses Phänomens in niemals vergletschert gewesenen Gebieten den ersteren Erklärungsversuch hinfällig macht.

Die Karrenfelder des Jura (dialekt. laisines, seltener lapiés genannt) treten niemals in großer Ausdehnung auf, fehlen aber wohl kaum einem der Hochgipfel des Jura; zumeist kommen sie oberhalb der Waldgrenze, oft aber auch im Walde als »fossile« Karren vor, in welchem Falle die scharfen Rippen zwischen den Furchen abgewittert und abgestumpft sind, wie überhaupt die Scharfkantigkeit der Modellierung in der Regel fehlt. So befindet sich z. B. auf dem Ostabhang des Colombier von Culoz ein ca 200 qm großes Karrenfeld mit tiefen Schloten und fein kannellierten, aber abgerundeten Rippen mitten im

[1]) Vgl. die treffliche Schilderung des Karsttons im Hochjura bei Ratzel, Über Karrenfelder im Jura und Verwandtes (Dekanatsrede, Leipzig 1891).

[2]) Untersuchungen über die Gletscher 1841, S. 275; vgl. auch Charpentier, Essai sur les glaciers, S. 101.

[3]) Der Schweizer Jura, Zürich 1851, S. 147.

[4]) Note sur les érosions des roches calcaires etc. (Bull. soc. géol., 2. série XII, 1855, S. 326).

[5]) Sur les cavités naturelles des terrains jurassiques (ebenda, 3. série, III, 1874/75, S. 178 und 495).

Walde; andere Vorkommnisse wurden am Westabfall der Dôle, und zwar sowohl auf anstehendem Fels als auf einzelnen Blöcken, auf dem Mont de Bière u. a. O. beobachtet, alle diese auf dem rissigen, von feinen Klüften durchsetzen Portlandkalk; allgemein aber finden sich Karren auf den Plateauflächen des Westens überall dort, wo das nackte Gestein zutage tritt. An manchen Stellen schützt eine diluviale Decke oder einzelne erratische Blöcke die Kalkunterlage vor der Zerfurchung durch Karren, so daß deren Bildung an ungeschützten Stellen der Nachbarschaft erst nach dem letzten Rückzug des Eises geschehen sein kann, z. B. oberhalb Bötzingen bei Biel und im Walde von Kalchgraben östlich von Solothurn, während in anderen Fällen, z. B. östlich von Nods und bei Plan-Marmet nördlich von Pâquier am Chasseral die Grundmoräne der Hauptvergletscherung ein Karrenfeld bedeckt, so daß seine weitere Ausbildung abgeschlossen ist [1]).

Das Karrenphänomen kommt am reinsten auf den kompakten, mergelarmen Kalken der Dalle-nacrée und des Forest-Marble im oberen Bathon, auf Kimmeridge-, Portland-, Neokom- und Urgonkalken zur Ausbildung, während die Mergelkalke des Doggers und unteren Malm zu leicht zersetzbar sind, um echte Karren entstehen zu lassen. Auf ihnen erzeugt die chemische Lösung nur rundliche Aushöhlungen und Abwitterungsformen, so daß die oberflächliche Schicht in einzelne Blöcke aufgelöst wird, die gleich gebleichten Knochen in einen rotbraunen Verwitterungslehm, ähnlich der terra rossa, eingebettet sind. Karrenformen, die durch fließendes Wasser erzeugt wurden, konnten im Bett des Ain bei Pont de Poitte und in der Orbe beim Saut du Day beobachtet werden, wo der Grund des Flußbettes infolge des außerordentlich niedrigen Wasserstandes sichtbar wurde. Es handelt sich dabei um zackig ausgefressene, kleine Kalktafeln, die riffartig aus dem Wasser hervorragen und von zahlreichen kreisrunden Löchern durchbohrt sind. Übrigens entfernen sich auch die sog. tables lapiaires der französischen Plateaus, z. B. die von Rollier beschriebenen um Andelot auf Dalle-nacrée-Kalken [2]) recht sehr von echten Karrenfeldern. Es sind dies abgerundete, in die bizarrsten Formen zerschnittene Tafelstücke, getrennt durch Furchen bis zu 1 m Breite, die häufig von Gebüsch bestanden sind; das Gestein enthält hier längliche Kieselkonkretionen, »têtes de chats« genannt, die nach der Auflösung des Kalkes in dem gelblichen Lehm liegen bleiben, der die Karrenfurchen bis zu ein Drittel ihrer Tiefe erfüllt. An ihm haben aber wohl auch die mergeligen Oxford- und Callovienschichten einen Anteil, die einst den unteren Dogger bedeckten. Die Karrenbildung und überhaupt die chemische Lösung und Zersetzung der Kalkschichten geht also hier schon durch sehr lange Zeiträume vor sich und hat bereits einige Horizonte der Schichtfolge entfernt. Wir sehen in solchen Fällen die Einebnung der Plateaus auf dem Wege flächenhaft wirkender Gesteinszersetzung gleichsam unter unseren Augen vor sich gehen.

2. *Die Dolinen.*

Die trichter-, schlot- und schüsselförmigen Vertiefungen, die man in der verschiedensten Größe auf permeablem Gestein antrifft und als Dolinen zusammenfaßt, sind eine nicht minder seltene Karstform des Jura. Bei der verwirrenden Menge von Bezeichnungen für diese und verwandte Hohlformen ist aus der französischen Literatur nicht immer mit Sicherheit zu entnehmen, mit welcher Art von Karstformen man es in jedem einzelnen erwähnten Falle zu tun hat. Der Volksmund gebraucht hierfür namentlich die Ausdrücke bétoirs, emposieux, entonnoirs, fondrières, tanes, gouffres, gours, pots, puits, anselmoirs, scialets [3]), von denen »bétoirs« und »fondrières« wohl am besten den einfachen, trichterförmigen

[1]) Rollier, Sur les lapiés du Jura (Bull. soc. neuch. XXII, 1893, S. 54—65).
[2]) Rollier, Sur les lapiés du Jura français (Feuille des jeunes naturalistes, 4. série, 32, 1902, février).
[3]) Fournet, Hydrographie souterraine (Mém. Ac. Lyon VIII, 1858, S. 221) und Kilian, Contributions à la connaissance de la Franche-Comté septentrionale (Ann. d. Géogr. IV, S. 324).

Dolinen, »gouffres« und »gours« den zu Höhlen führenden Schloten entsprechen, während »emposieux« und »entonnoirs« besser für die schachtähnlichen Löcher sich eignen, durch die die Entwässerung von Kesseltälern und Poljen erfolgt und für die in der deutschen Literatur die slawische Bezeichnung »Ponore« neben dem deutschen »Schlundloch« üblich geworden ist.

Die Dolinen des Jura treten vorwiegend auf den Plateaugebieten des Westens und zumeist mit normalen Dimensionen auf, also mit Tiefen bis zu 20 m und Durchmessern nicht über 100 m, wobei wieder schüssel- und trichterförmige gegenüber den brunnen- oder schlotförmigen vorherrschen. Im Kettenjura sind Dolinen seltener und erreichen hier nur bescheidene Größenverhältnisse. Eine der größeren, etwa 30 m tief, liegt auf dem Plateau zwischen Bellelay und Fuet; in ihr verschwindet die Rouge Eau. Dolinenreihen sind bekannt u. a. aus dem Längstal von Champoz zwischen dem Moron und Mont Girod im Berner Jura, wo sie mit Höhlengängen in Verbindung stehen [1]), ferner vom Forèt de Risoux bei Morez in oberem Malmkalk und mit Tiefen von 3—7 m [2]), in sehr kleinen Dimensionen in einem Oxfordtälchen bei Movelier [1]), in der Kreidesynklinale von Amburnex zwischen dem Mont de Bière und Mont Sallaz. In großer Zahl wurden echte trichterförmige Dolinen auf den weiten, fast ungestörten Plateauflächen der nördlichen Franche-Comté um Vergranne und Levier beobachtet, aber auch in dem stark gefalteten Gebiet der Freiberge; um Chaux-d'Abel z. B. erscheinen sie so zahlreich, daß der Boden blattersteppig von ihnen durchsetzt ist; die meisten haben hier sternförmigen Umriß, ihre Form ist entweder kreisrund, trichter- oder schlotförmig, oder sie sind langgestreckt gleich kleinen blinden Tälern. Das Vorkommen der Dolinen ist also auch im Jura vom geologischen Bau vollkommen unabhängig. Seltener sind solche, die beträchtliche Abweichungen von den normalen Größenverhältnissen aufweisen. Im Walde von Chailluz nördlich von Besançon, der wie das ganze Plateau zwischen Doubs und Oigon von kreisrunden Dolinen im Bathonkalk mit 50—200 m Durchmesser und 20—25 m Tiefe förmlich übersät ist, befindet sich eine Wanne von 2 km Länge, 4—500 m Breite und 25 m Tiefe [3]); sie stellt also bereits eine Karstmulde oder Uvala, die von Cvijić so genannte Übergangsform zu den Poljen dar. Anderseits finden sich in den Freibergen ganz kleine Schüsselchen mit etwa 3 m Durchmesser in gutem Wiesenboden, in der Regel geziert durch eine Tannengruppe. Sie sind von dem hier überall in großer Mächtigkeit auftretenden Verwitterungslehm ausgekleidet; man kann sie den Schwemmlanddolinen anderer Karstgebiete an die Seite stellen.

Der Boden der meisten Dolinen des Jura wird nicht von nacktem Fels gebildet, sondern durch Trümmer und Verwitterungsrückstände bedeckt oder von einer schwachen Grasnarbe überzogen. Einige Schneedolinen sollen am nördlichen Abhang des Chasseral, nördlich von Courtelary, vorkommen, ihr Boden von perennierendem Schnee erfüllt sein [4]). Die Dolinen dienen ferner als natürliche Zisternen zur Aufbewahrung des Regenwassers; oft aber gehören die Wasseransammlungen in den Dolinen dem Grundwasser an. Zu Regenzeiten dient der in die Tiefe führende Spalt nicht mehr dem Abfluß der Tageswässer, sondern es steigt das Grundwasser in den Dolinen empor und findet oberflächlichen Abfluß oder überschwemmt das Land. Dies wird z. B. von den zahlreichen Trichtern mit Tiefen von 1—10 m und Durchmessern von 2—30 m berichtet, die das Plateau zwischen der Forêt de l'Euthe und der Seille östlich von Lons-le-Saunier durchlöchern [5]). Die »Creux-

[1]) Greppin, Description géolog. du Jura Bernois, Matériaux à la carte géolog., 8. livrais, 1870, S. 332.
[2]) Siegfrid, Der Schweizer Jura, S. 133.
[3]) De la Noë et de Margerie, Les formes du terrain, S. 156.
[4]) Siegfrid, Der Schweizer Jura, S. 93.
[5]) Clerc, Le Jura (Bull. soc. géogr. de l'Est, Nancy 1886, S. 174), wo aber solche Inundationen nur auf den unzureichenden Abfluß der Tageswässer zurückgeführt werden.

Gena« bei Pruntrut ist ein Trichter von 12 m Tiefe und 13 m Durchmesser, der sich nach jeder größeren Regenperiode, etwa viermal im Jahre entleert, während sonst nur wenig Wasser in ihm stagniert. Sein Ausfließen dauert etwa 2—3 Tage und erzeugt einen ziemlich bedeutenden Bach, der zur Alle abfließt[1]). Wir haben es also in solchen Fällen mit periodischen Dolinenseen zu tun. Doch gibt es im Jura wie in anderen Karstgebieten auch perennierende Wasseransammlungen in Dolinen, also echte Dolinenseen.

Der Grund für die Umwandlung der trocknen Karstwanne in eine wassererfüllte kann bekanntlich entweder der sein, daß sich diese bis zum Grundwasserniveau senkt, oder daß durch eine nachträgliche Auskleidung des Karstbodens mit einer impermeablen Decke den oberflächlichen Gewässern der Abfluß nach unten verschlossen wurde. Beide Vorgänge kommen bei den unter den Juraseen an Zahl weitaus vorherrschenden, zumeist kleinen Dolinenseen in Betracht. Mustert man die Karte der zentralen und nördlichen Juraplateaus, so findet man sie in manchen Gegenden geradezu gesprenkelt von kleinen Wasseransammlungen, die häufig des oberirdischen Zuflusses entbehren, bisweilen aber ihre Speisung einem spärlich fließenden Rinnsal verdanken; ihr Wasser verliert sich sodann in unterirdische Hohlräume und vereinigt sich mit dem Grundwasser, das wie in allen Kalkgebirgen durch die Klüfte des Kalkes hindurch als »Karstwasser« ein einheitliches Niveau besitzt[2]). Nach der Herkunft des Wassers sind also die von atmosphärischem Wasser erfüllten Dolinenseen, wobei Verstopfung der Abzugskanäle die Wasseransammlung verursacht, zu trennen von den bis zum jeweiligen Karstwasserniveau eingesenkten Dolinen, bei denen durch die nach der Tiefe fortschreitende Erosion der Quellhorizont angeschnitten wurde.

Im Kettenjura sind wie alle Karstformen auch Dolinenseen ziemlich selten. Die kleinen Seen der Freiberge, z. B. die östlich von Montfaucon und nordwestlich davon bei Les Enfers, die kleine Lache bei Chaux-d'Abel und die Seengruppe bei Les Pommerats kann man kaum als Dolinenseen auffassen, da sie nur die tiefsten Stellen der ungleichmäßig eingeebneten Plateauflächen erfüllen und sich ebenso wie die Torfmoore, die ja gleichfalls aus stehenden Wasseransammlungen hervorgegangen sind, an die undurchlässige Lehmverkleidung der Kalkschichten knüpfen. Im Plateaujura sind jedoch echte Dolinenseen von größeren Dimensionen in großer Zahl vorhanden. In der Kreidesynklinale von Bonlieu östlich von Clairvaux liegen nahe beieinander der rundliche See von Narlay (h = 757 m, A = 42 ha, T = 39 m)[3]), der langgestreckte See von La Motte (h = 777 m, A = 73 ha, T = 30 m), die beiden Seen von Grand-Maclu (h = 779 m, A = 24 ha, T = 26 m) und von Petit-Maclu (A = 6 ha, T = 11 m). Der See von Narlay hat drei Abflüsse, die nach einem Laufe von 150 m in einem gemeinsamen Schlundloch verschwinden, die anderen stehen untereinander in Verbindung, indem der Abfluß der Seen von Maclu zum See von la Motte und durch diesen zum Hérisson sich richtet. Nur die beiden ersteren sind sicher als Karstseen zu bezeichnen, während die beiden Seen von Maclu vielleicht durch eine Moräne im Tal von Panssière, hinter der sich eine kleine Alluvialfläche erstreckt, etwas oberhalb der Einmündung dieses Tälchens in das Laimetal abgedämmt sind[4]). Der See von Narlay kann seiner Größe und Form nach als typischer Dolinensee aufgefaßt werden, während der See von La Motte wohl schon unter die zu den Poljenseen hinüberführenden Übergangsformen zu zählen ist. Bei beiden, namentlich bei dem letzteren, beweist das unregelmäßig gegliederte Relief des Seebodens, daß die Seewannen subaëril an-

[1]) Fournet, Hydrographie souterraine (Mém. Ac. Lyon VIII, 1858, S. 228).

[2]) In der Auffassung der hydrographischen Verhältnisse eines Karstlandes schließe ich mich durchaus den kürzlich von A. Grund vertretenen Anschauungen an. (Karsthydrographie, Pencks geogr. Abh. VII, 3, Leipzig, 1903.) Vgl. auch Penck, Das Karstphänomen (Schriften der Ver. zur Verbreitung naturw. Kenntnisse, XLIV, 1904).

[3]) Die Zahlen hier wie im folgenden nach Delebecque, Les lacs français, Paris 1898.

[4]) Delebecque, a. a. O. S. 265.

gelegt und durch Wasserwirkung ausgestaltet wurden. Ihre Ertränkung ist wohl durch Verstopfung der Schlundlöcher durch quartäre Ablagerungen entstanden. In ähnlicher Situation befindet sich der in derselben Synklinale weiter südlich gelegene See von Bonlieu (h = 600 m, A = 17 ha, T = 12,5 m), der zum Hérisson abfließt, und die zahlreichen kleinen, nahezu kreisrunden Seen der Mulde von St. Laurent, die in eine wenig mächtige Moränendecke eingebettet sind und von denen der Lac de Foncine und der Lac des Rouges-Truites mit ca 3 ha die größten sind. Auch hier handelt es sich um echte Dolinen mit verstopften Schlundlöchern. Fast allgemein ist aber für die Dolinenseen ihre Lage an den tiefsten Stellen abflußloser und geschlossener Kreidemulden charakteristisch. Dies gilt wie von den bisher genannten auch vom Lac de Viry und Lac de Genin (8 ha) östlich von Oyonnax und von den beiden Seen von Étival zwischen Ain und Bienne, ca 800 m hoch gelegen, 16 und 5 ha groß, deren unterirdischer Abfluß vielleicht zum Drouvenant sich richtet. Bei allen diesen, die nur einen sehr unbedeutenden Teil der Karstwanne erfüllen, dürfte Senkung bis zum Karstwasserniveau die Ursache der Wasseransammlung sein. Ihre Lage weist auf die nahe Verwandtschaft zwischen Dolinen und Poljenwannen hin, die bei Betrachtung der letzteren noch besonders gewürdigt werden soll.

Dolinenseen, die bis zum Karstwasserniveau eingesenkt sind, geben durch Überfließen auch Veranlassung zur Bildung rinnender Gewässer. Der Sirod, ein Nebenfluß des Ain, kommt aus solch einem elliptisch geformten natürlichen Brunnen (puits naturel) von 23 m Breite; der kleine See von Crotelle im Jura des Bugey speist durch seinen Überschuß einen kleinen Bach, der aber bald wieder in einer Spalte verschwindet[1]). Selten sind Dolinenseen, die durch die durchlässigen Kalke bis zu den Oxfordschichten herabreichen; dies gilt vom kleinen Lac de Fioget westlich des Sees von Narlay und vom benachbarten Lac de Vernois; der 8 ha große Lac d'Antre liegt an der Grenze von Oxfordmergeln und Malmkalken, die hier von einer dünnen Moränenschicht überkleidet sind. Die Genesis der Wassererfüllung ist also nicht immer eindeutig festzustellen. Namentlich gilt dies von den zahlreichen kleinen Wasserbecken des südlichen Jura in der Umgebung des Beckens von Belley[2]). Einige kann man zweifellos als Dolinenseen ansprechen, so die Seen von Chavoley, Conzieu und Ambléon, die eines oberirdischen Abflusses entbehren und in festen Fels eingebettet sind. Auskleidung des Beckens von Belley mit alpiner Grundmoräne ist hier offenbar die Ursache der Wasseransammlung. (Delebecque bezeichnet sie als Einsturzseen und denkt dabei offenbar an Dolinenbildung durch Einsturz.) Der Lac d'Armaille scheint sich gleichfalls an eine Doline zu knüpfen, die aber nachträglich aufgeschlossen wurde; sein Abfluß geht oberirdisch zum Furans. Hingegen liegt der Lac de Barterand in einer breiten Quertalung, die durch Moränen abgedämmt ist; eine Tiefenlinie führt von ihm nach dem Lac de Bare, der ebenso wie der Lac d'Arboréaz ganz in quartäre Bildungen eingebettet ist. Wir haben ihrer an der betreffenden Stelle bereits gedacht.

3. *Die Höhlen des Jura und ihre Beziehungen zu den Dolinen.*

Wie alle Kalkgebirge zeichnet sich der Jura durch einen großen Reichtum an Höhlen aus, deren Erforschung aber erst in den letzten Jahren in mehr wissenschaftlicher Weise in Angriff genommen wurde, zumeist ausgehend von der Sektion »Jura« des »Club alpin français« und gegenwärtig geleitet durch E. Fournier in Besançon[3]). Anfangs war man

[1]) Fournet, Hydrographie souterraine, S. 237 und 258.

[2]) Vgl. Delebecque et E. Ritter, Exploration des lacs du Bugey (Arch. de Genève XXVII, Nr. 5, 1892, S. 577).

[3]) Vgl. Renauld, Le Jura souterrain (Ann. club alp. franç. 1896, S. 174—190); Fournier et Magnin, Recherches spéléologiques, Rennes 1899, und Fournier, Recherches spéléologiques dans le Jura franc-comtois (Mém. soc. spéléol. XXIX, 1900 und Spelunca VI, 1900, S. 26—31).

geneigt, die Höhlen als durch tektonische Vorgänge angelegt zu betrachten, die nachträglich durch die erosive Kraft heftiger Strömungen ihre Ausgestaltung erfuhren [1]), und erst verhältnismäßig spät erkannte man in der andauernden lösenden Wirkung des Wassers, sei es durch direkte Flußerosion oder in der Tätigkeit des Sickerwassers das wichtigste Agens der Höhlenbildung. Nach der Form wurde folgende Klassifikation der Jurahöhlen üblich: Einfache Aushöhlungen in senkrechten Kalkwänden in Form einer Nische, geknüpft an leichter zerstörbare Schichten und von einem überhängenden Schirmdach (abris) geschützt. Man sieht sie allenthalben an den Wänden der tiefen Cañons, so namentlich an der Rhône zwischen Bellegarde und Seyssel, am Ain und Surand usw. Als »baumes« oder »galeries« bezeichnet man lange horizontale Gänge, die unterirdischen Wasserläufen dienen, während als »caves« oder »tanes« Grotten mit breiter Öffnung nach oben und vertikalem Verlauf gelten. »Fondrières« sind ebenfalls vertikal in die Tiefe gehende Hohlräume, aber mit schmalem Zugang, z. B. die Fondrière de Lajoux im Berner Jura [2]).

Aus der reichen Einzelliteratur seien hier nur einige Beispiele für Jurahöhlen erwähnt. Altberühmt ist die große Höhle von Baume, nordöstlich von Lons-le-Saunier, in fast ungestörtem unterem Oolithkalk; ihre älteste in den Höhlengängen gefundene, durch einen Bach zusammengeschwemmte Fauna ist präglazial. Der Höhleneingang liegt in 430 m Höhe, 50 m über dem heutigen Talboden; um diesen Betrag wurde das Tal seit dem Ende des Tertiärs vertieft [3]). Eine der größeren Grotten ist die von Lançot bei La Consolation im nördlichen Plateaujura, aus der ein Quellfluß des Dessoubre in 50 m hohem Falle hervorbricht. Der erste Raum ist nach Renauld (a. a. O. S. 148) 60 m breit, 80 m lang, bis 12 m hoch; ein schmaler Gang führt in zwei große Säle, aus denen ein weiteres Vordringen nicht mehr möglich war. Die Grotte von Jeurre im Dépt. Doubs läßt sechs übereinander liegende Galerien erkennen, die der Bach nacheinander benutzt hat. Viele Höhlen enthalten Wasseransammlungen, aus denen kräftige Bäche hervorgehen, z. B. die Höhle des Bief Sarrazin bei Nans, deren Wasser noch innerhalb der Höhle verschwindet und in den Lison geht. Wegen ihrer Schönheit berühmt ist die Grotte aux fées (faiès = Schafe), aus der die Orbequelle hervorkommt. Durch eine halbkreisförmige Öffnung gelangt man in das Innere der etwa 13 m hohen Grotte, und durch lange, oft stark verengte Gänge in drei weitere, saalartige Hohlräume [4]). Überhaupt stimmen die Höhlenbeschreibungen darin überein, daß man es selten mit gewundenen, unterirdischen Flußkanälen, sondern zumeist mit einzelnen weiten Kammern zu tun hat, die durch enge Gänge (boyaux) verbunden sind. Auch im Schweizer Kettenjura gibt es zahlreiche, meist kleine Höhlen, im deutschen Sprachgebiet Wind- oder Wetterlöcher genannt; so die Grotte von Undervelier mit einem unterirdischen Wasserbecken, das Nidenloch im Hinteren Weißenstein, die Höhlen bei Glovelier und Goumois u. a. m. Einige enthalten Höhleneis, wie die beim Kalkofen zwischen Oltingen und Zeltingen im Aargau, oder in der Blauenkette östlich der Ruine Pfeffingen.

Die Hohlräume des Innern wurden vielfach in Zusammenhang gebracht mit oberflächlichen Erscheinungen. Wie die Höhlen selbst, so führte man auch die Dolinen auf die indirekte Wirkung der Gebirgsbildung zurück, durch die Hohlräume entstanden sein sollen, die nachträglich einstürzten, weshalb diese Formen cirques d'enfoncement genannt wurden [5]). Manche von ihnen galten sogar als unmittelbare tektonische Gebilde, entstanden

[1]) Parandier, Notice sur les causes de l'existence des cavernes (C. R. Ac. sc. Besançon 1833) und Tardy, Sur les cavités naturelles des terrains jurassiques (Bull. soc. géol., 3. série III, 1874/75, S. 493).
[2]) Rollier, Sur les grottes du Jura bernois (Bull. soc. neuch., XVIII 1890, S. 129).
[3]) Benoit, Notice à propos de la grotte de Baume (Bull. soc. géol., 2. série, XXIII, 1866, S. 581).
[4]) Siegfrid, Der Schweizer Jura, S. 144.
[5]) Virlet, Observations faites en Franche-comté sur les cavernes (Bull. soc. géol., 1. série VI, 1834/35, S. 154).

an den Kreuzungspunkten von Längs- und Querbrüchen, wodurch sie kreisförmige Gestalt erhielten[1]). Die Auffassung der Dolinen als eingestürzte Hohlräume blieb noch bis in die letzte Zeit herrschend, wobei man allerdings die Bildung der Höhlen allein der Wasserwirkung zuschrieb[2]). Maßgebend hierfür wurden namentlich die Einsturzerscheinungen in Lons-le-Saunier, wobei an der Oberfläche kreisrunde Pingen entstanden. Unter den Jurakalken, auf denen die Stadt erbaut ist, lagern tonige und salzführende Schichten des Lias und Keupers, deren Lösung und Auslaugung die Einstürze zur Folge hatte; so in den Jahren 1703, 1712, 1738, 1792, 1814, 1836 und namentlich 1849[3]). Die Auffassung der Dolinen als Oberflächenerscheinungen des Kalkes, also entstanden durch die chemische Tätigkeit des in den Fugen des Kalkes einsickernden Wassers und durch die darauffolgende mechanische Auswaschung der so entstandenen Schlote ist bisher für den Jura, soviel mir bekannt, noch niemals vertreten worden, und doch ist bei der Mehrzahl der Juradolinen diese Art der Erklärung die einzig wahrscheinliche. Dies gilt namentlich von jenen, bei welchen ein Zusammenhang mit Höhlen nicht erkennbar ist; oft ist freilich ein solcher nicht nachzuweisen, da der Boden durch Lehmbildungen oder Schutt bedeckt, also ein eventueller Höhleneingang verhüllt ist. Hingegen können die Trichter mit felsigem Boden, in die nicht Höhlengänge ausmünden, nur als Erosionsformen der Kalkoberfläche gedeutet werden. Dasselbe gilt von den in großen Mengen nebeneinander auftretenden, kleinen Felsdolinen, z. B. auf den Freibergen, von denen Höhlen überhaupt nicht bekannt sind; ja man sieht hier an dem sternförmig ausgezackten Rande die Tageswässer noch mit der Ausgestaltung und Erweiterung der Dolinen beschäftigt; jene verlieren sich, wie die Beobachtung lehrt, in Fugen des Gesteins, ohne aber in Hohlräume zu münden. Anderseits wird man wohl die kleinen Schüsseldolinen dieses Gebiets auf Einsinken der mächtigen Decke des Verwitterungslehms in Spalten und Höhlungen der Kalkunterlage zurückführen müssen, und gleicher Entstehung sind auch die an Juranagelfluh geknüpften, »Erdfallöcher« genannten Dolinen des Bötzbergplateaus.

4. Die Poljen.

Wenn das atmosphärische und zu kleinen Rinnsalen sich sammelnde Wasser auf der permeablen Kalkoberfläche versiegt und dadurch seine talbildende Kraft ausgeschaltet ist, erscheinen die durch tektonische Vorgänge entstandenen Formen, ohne durch Wasserwirkung modifiziert zu sein. Dann fehlt auch die an ein einheitliches und zusammenhängendes hydrographisches Netz gebundene Gleichsinnigkeit des Gefälles, anstatt einer Tallandschaft tritt nun ein Wannenland entgegen. In einem solchen fallen namentlich flache, breitsohlige, ringsum geschlossene Hohlformen auf, deren Gehänge, da sie durch oberflächliche Abspülung nicht abgeböscht wurden, sich scharf von der Sohle absetzen, und die eine dem Streichen der Strukturlinien parallele Längserstreckung besitzen. Das sind die Poljen der Karstlandschaften, die im Jura allgemein als »bassins fermés« bekannt sind. Ihr bezeichnendstes Merkmal sind neben ihrer Längserstreckung und dem ebenen Boden das Fehlen einer oberflächlichen Entwässerung. Zumeist enthalten sie ein spärliches Rinnsal, das nach unsicher hin- und herpendelndem Laufe durch Schlundlöcher (entonnoirs, emposieux)

---

[1]) Jourdy, Orographie du Jura dôlois (ebenda, 2. série XXVIII, 1871/72, S. 343).

[2]) Vgl. u. a. Vézian, Le Jura (Ann. club alp. franç. II, 1875, S. 631); Boyer et Girandot, Quaternaire dans le Jura bisontin (Mém. soc. émul. Doubs 1891, S. 380); Bourgeat, Observations sommaires sur le Boulonnais et le Jura (Bull. soc. géol., 3. série XX, 1892, S. 268) und Lapparent, Leçons de géographie physique, S. 237.

[3]) Fournet, Note sur les effondrements (Mém. Ac. Lyon II, 1852, S. 174). Lokale Senkungen, die aber keine oberflächlichen Hohlformen erzeugten, erwähnt Bourgeat (Observations sommaires sur le Boulonnais etc. Bull. soc. géol. XX, 1892, S. 267) von Augisey im südlichen Plateaujura, wodurch die Häuser dieses Ortes von Embrieland aus sichtbar geworden sein sollen, was früher nicht der Fall war. Vielleicht handelt es sich aber dabei um tektonische Vorgänge.

am Rande des Beckens sich in unterirdische Klüfte verliert, dann nämlich, wenn der Boden des Polje höher liegt als das jeweilige Karstwasserniveau oder die oberflächlichen Entwässerungslinien des Außengebiets. Senkt sich hingegen das Polje bis zum Karstwasser der Umgebung, so wird es durch dieses inundiert und in ein (temporäres oder permanentes) Seebecken verwandelt.

Der Boden der meisten Jurapoljen wird von jüngeren Ablagerungen gebildet, als es die der Umrahmung sind, da sie sich in dem tiefer gelegenen Felde leichter erhalten konnten; häufig sind es daher kretazische und tertiäre Schichten, oder aber es erfüllen die Wanne die herabgeschwemmten Lösungsrückstände des Kalkes oder schließlich glaziale Bildungen.

Den größten Reichtum an echten Poljen treffen wir im Plateaujura. Hier entfallen nach Lamairesse[1]) im Dépt. Doubs 918 qkm = 1/4, im Dépt. Jura 1127 qkm = 1/4, im Dept. Ain 327 qkm = 1/9 des Areals auf geschlossene Becken. Für diese Gebiete führten die älteren Geologen, die den ganzen Jura mosaikartig von Sprüngen und Brüchen durchsetzt sahen, die Entstehung der »bassins fermés« auf Divergenz und Konvergenz von Bruchlinien oder auf Kreuzung mehrerer Bruchliniensysteme zurück, wodurch polygonale Senkungsfelder entstanden seien[2]). Tatsächlich sind die meisten Poljen des Plateaujura in der herrschenden Richtung des Gebirgsstreichens gestreckt und haben länglich-ovale Form. Aber nur in den seltensten Fällen ist die Sohle der Poljen durch echte Brüche begrenzt, sondern es handelt sich, wie M. Bertrand nachgewiesen hat[3]), in diesen Fällen um Felder, die von bogenförmig verlaufenden Absenkungslinien elliptisch umschlossen sind, und in denen jüngere Schichten, hier zumeist Fetzen von Bathon, isoliert inmitten von normal gelagerten Lias- und Bajocienschichten eingelagert sind. Freilich denkt M. Bertrand (und nach ihm auch Delebecque[4]) hierbei an große Einstürze unterirdischer Hohlräume, die Senkungen der Oberfläche zur Folge gehabt hätten. Doch ist es schwer denkbar, daß sich Schichtkomplexe von so beträchtlichem Ausmaß noch dazu gleichmäßig in einem Stücke gesenkt haben sollen. Wahrscheinlich haben wir es mit lokalen, tektonischen Senkungserscheinungen zu tun und betrachten demgemäß die bassins fermés der nahezu ungefalteten Plateaugebiete als lokale Senkungsfelder, die ihre spätere Ausgestaltung, namentlich die Bildung der flachen, sich scharf von der Umrahmung absetzenden Sohle einer beträchtlichen oberflächlichen Einebnung verdanken.

Besonders zahlreich sind derartige Poljen auf den Plateaus östlich von Besançon. Eines der größten ist das Bassin de Saône, unmittelbar östlich von Besançon, 915 ha groß[5]), in einer mittleren Höhe von 390 m, ein echtes Polje mit vollkommen ebenem Boden, der größtenteils von Sumpf und Moorboden, im östlichen Teile von Laubwäldern bedeckt ist. Die Umrahmung ist am höchsten im W und hier durch den über 600 m hohen Mont des Buis gebildet. Die Wasser des Beckens werden durch die unter den Rauracienkalken der Oberfläche lagernden, undurchlässigen Oxfordmergel festgehalten und finden einen Ausweg durch das Entonnoir von Creux-sous-Roche an der Basis der Rauracien-Steilabfälle im S. Südlich dieses Feldes und von diesem durch den Rücken des Bois d'Aglans getrennt, liegt ein kleineres, ca 360 m hoch. Noch weiter nördlich erstreckt sich das Polje von Montrond (ca 450 m hoch), dessen in Schlundlöchern verschwindende Wasser gemeinsam mit denen der Becken von Saône und Baraque-des-Violons in den Quellen bei Cléron an der

---

[1]) Études hydrologiques sur les Monts Jura, Paris 1874, S. 4ff.

[2]) Parandier, Notice sur les causes de l'existence des cavernes (C. R. Ac. sc. Besançon 1833) und Note sur l'existence des bassins fermés dans les Monts Jura (Bull. soc. géol., 3. série XI, 1882/83, S. 441).

[3]) Failles courbes dans le Jura et bassins d'affaissement (ebenda XII, 1883/84, S. 452—63).

[4]) Les lacs français, S. 323.

[5]) Messung auf der frz. Sp. K., Blatt Besançon.

Loue unterhalb Ornans zutage treten; auf ihrem unterirdischen Wege öffnet sich der Schlot von Belle-Louise, in welchem in 130 m Tiefe ein starker Bach angetroffen wurde. In gleicher Weise speist das Polje von Leubot die Quellen von Plaisir-Fontaine an der Loue[1]). In einer langen und schmalen Wanne liegen nahe dem Jurarand die Orte Plasne, Poligny und Chamole. Überhaupt hat das ganze erste Juraplateau bis zur Loue im S keine einheitliche Entwässerung, sondern zerfällt in eine große Zahl von flachen, poljenartigen Schüsseln, bei denen nur ausnahmsweise der Steilrand mit einer echten Verwerfung zusammenfällt.

Während in diesen Fällen die Poljen auf lokalen Senkungsfeldern angelegt sind, finden sich dort, wo noch Faltung den inneren Bau beherrscht, Poljen auch als Folgen der Anordnung der Antiklinalachsen. Sie liegen dann als Muldenpoljen[2]) in Schichtmulden, begrenzt durch zwei divergierende und wieder konvergierende Antiklinalen. Eine solche Anordnung ist nun sowohl im Plateaujura, dort wo die Faltung ein größeres Ausmaß erreicht, als im Kettenjura außerordentlich häufig; nicht immer aber verbinden sich damit auch die übrigen, ein Polje charakterisierenden morphologischen und hydrographischen Eigentümlichkeiten. Alle Muldenpoljen des Jura haben eine langgestreckte Form, ihre Längsachse ist dem Schichtstreichen parallel; den Boden kleiden in der Regel glaziale oder jüngere Bildungen mit ausgedehnten Torfmooren aus, in vielen Fällen aber erfüllen flachufrige Seen die Karstwannen. Ein echtes Muldenpolje im Plateaujura ist das ca 720 ha große Becken von Arc-sous-Cizon, östlich von Mouthiers, in einer mittleren Höhe von 790 m gelegen, elliptisch umschlossen von ca 200 m hohen Steilabfällen. Seine Wasser erscheinen nach 15 km langem unterirdischem Laufe wieder im Tale der Loue beim Puits de la Brême[3]). Am Boden des Polje hat sich ein kleiner Fetzen von Kreideschichten erhalten, doch bilden ihn zumeist jugendliche Alluvionen, ein Beweis der nachträglichen Einebnung der tektonischen Mulde. Ein einfaches Muldenpolje ist auch die Combe Richet und die mit ihr zusammenhängende Combe du Lac bei Septmoncel. Das bekannteste Muldenpolje des Kettenjura, das Val de Sagne nördlich des Val de Travers im Neuenburger Jura, ist eine etwa 15 km lange, geschlossene Synklinale, die sich erst im südlichen Teile zu 4 km Breite erweitert. Den rund 1000 m hohen Boden überragen die Malmkalkketten noch 400 m hoch. In ihrer ganzen Länge wird sie von NO gegen SW von einem dürftigen Bache durchflossen, der die quartäre Unterlage in der Mitte der Wanne in einen Sumpf verwandelt, während sonst eine bis 6 m mächtige Torfdecke den Boden des Polje auskleidet. Sein Wasser findet schließlich nahe dem Südrand einen Ausweg durch große Schlundlöcher, die gruppenweise angeordnet sind, und von denen einige, z. B. beim Dorfe Les Ponts bis 100 m im Durchmesser erreichen[4]).

Ein weit seltener Typus der Jurapoljen sind die auf Schichtsätteln im Verlauf der nachfolgenden Erosion gebildeten sog. Aufbruchspoljen nach Cvijić. Beispiele hierfür sind das Polje der Torreigne bei Orgelet im südlichen Plateaujura, 1330 ha, 480—500 m hoch gelegen, eine ganz flache Schüssel mit ebenem Boden und einer 50—100 m hohen Umwallung, ferner die Combe de Prés, nördlich von St. Claude zwischen dem Bois de Joux-devant und dem Bois de Cernois. Es ist dies eine flache, geschlossene Hohlform von über 1500 ha Größe, etwa 7 km Länge und 3 km Breite, in 900—950 m Höhe. Den nicht völlig eingeebneten Boden bilden Oxfordmergel, stellenweise von jurassischem Erratikum bedeckt und scharf umrahmt von steilen, ca 50 m hohen Malmkalkstufen. Der Haupt-

[1]) Fournier, Les réseaux hydrographiques du Doubs et de la Loue, Ann. de Géogr. IX, 1900, S. 227.
[2]) Cvijić, Das Karstphänomen, Pencks geogr. Abh. V, 3, S. 313.
[3]) Fournier, a. a. O. S. 228.
[4]) Desor, Les emposieux de la vallée des Ponts (Alaman. de la République de Neufchâtel, 1866).

fluß des Polje, die Loutre, verschwindet ebenso wie die anderen kleineren Bäche in Schlundlöchern, sobald sie an den Kalkrand herankommt. Übrigens kompliziert sich hier die Struktur noch durch Bruchlinien, an die das Auftreten sowohl der Quellen als der Schlundlöcher sich knüpft[1]).

Bei jedem Versuch, eine befriedigende Erklärung der Poljenbildung zu geben, werden zwei Momente zu unterscheiden sein: Die Entstehung einer allseits geschlossenen Hohlform und die spätere Ausbildung ihrer morphologischen Eigenart, der ebenen, sich scharf von der Umrahmung abhebenden Sohle. Bezüglich des ersten Punktes kann stets das Vorhandensein einer tektonischen Grundlage nachgewiesen werden; die Gestalt des Polje ist vorgezeichnet durch die Strukturlinien, mögen wir es mit einem Senkungsfeld, einem echten Bruch-, Mulden- oder Aufbruchspolje zu tun haben. Anderseits ist aber jedes Polje eine Erosionsform; der ebene Boden kann, die Fälle ausgenommen, wo horizontale Schichttafeln längs gewisser Linien abgesunken sind, nur hervorgegangen sein aus der Einebnungsarbeit fließenden Wassers. Unbedingt notwendig ist diese Annahme für die Aufbruchspoljen, die sich von den gleichfalls an wenig widerstandsfähige Schichten geknüpften Satteltälern durch ihre Geschlossenheit, ihre größere Breite und den ebenen Boden unterscheiden. Bei der Bildung eines Satteltals erfolgt die Aufschließung der impermeablen Schicht durch ein Flankental des Haupttals, und längs dieser Schicht konnte dann die Erosion linienhaft fortschreiten. Bei dem allseits geschlossenen Polje mußte der Erosionsvorgang auf dem ursprünglich geschlossenen Schichtsattel selbst beginnen, und am wahrscheinlichsten geschah dies ausgehend von Dolinen und Karstmulden der permeablen Decke des Gewölbes. Auch diese erkannten wir im Jura als reine Erosionsformen der Kalkoberfläche, so daß zwischen Dolinen und Poljen in der Regel kein genereller Unterschied besteht. Die fortschreitende Erweiterung und Vereinigung mehrerer Dolinen vernichtete zunächst den Kalkmantel; als dann die undurchlässige Schicht aufgeschlossen war, konnte die Erosionsarbeit um so raschere Fortschritte machen; es arbeiteten die an dem impermeablen Horizont austretenden Grundwasserstränge in die Breite und trugen das Gelände ab, bis sie an den aus Kalken bestehenden Wandungen des Beckens versiegten. Die Aufbruchspoljen des Jura sind also Produkte einer sehr beträchtlichen, subsequenten Erosion auf Schichtsätteln[2]).

Auch bei den durch Absenkungslinien begrenzten Poljen des ersten Juraplateaus bedarf die Ebenheit des Bodens der Annahme einer Einebnung, da der gesenkte Schichtkomplex a priori keine vollkommen ebene Oberfläche hatte. Hingegen hatten die zwischen Antiklinalen gelegenen geschlossenen Mulden von vornherein die Anlage einer flachen Sohle, die sodann durch Seitenerosion der Flüsse noch vergrößert wurde. In manchen Fällen aber sind die glaziale Ausfüllung der Wanne oder alte Seeablagerungen die Ursache des flachen Bodens, so z. B. im Val de Sagne, wenn auch die ursprüngliche Anlage der Hohlform präglazial ist.

Die tektonischen Vorgänge, die die Karstwannen geschaffen haben, gehören wohl der Hauptsache jener großen Faltungsperiode an, die nach Schluß des Miocäns unser Gebirge schuf. Doch möchte es von einigen Poljen, namentlich von denen nahe dem Westrand des Gebirges, scheinen, als ob sie durch spätere Krustenbewegungen in eine bereits längst gehobene und abgetragene Landschaft eingesenkt wären; haben wir doch

[1]) Bourgeat, Sur certaines particularités de la combe de Prés (Bull. soc. géol., 3. série XXIV, 1896, S. 489—93).

[2]) Dieser Erklärungsversuch deckt sich in vielen Punkten mit den Ausführungen von Cvijić (Morpholog. und glaziale Studien in Bosnien usw., II. Teil, Abhandl. K. K. Geogr. Ges., Wien 1901, III, S. 78 ff.) über die Bildung der Poljen dieses Gebiets; doch tritt im Jura durch die zwischen die Kalkschichten eingeschalteten Mergel-, namentlich die Oxfordhorizonte ein neues Moment hinzu.

früher sehr beträchtliche Einebnungserscheinungen an den westlichen Randketten kennen gelernt, und unmittelbar östlich davon befinden sich die durch elliptische Absenkungslinien umschlossenen Poljen. Sie machen den Eindruck, als ob hier die Poljenbildung jünger wäre als der Beginn der Einebnung. Auch hier wird die spätere Detailforschung, die das Ausmaß jener posthumen Bewegungen des jurassischen Bodens festzustellen haben wird, die definitive Lösung bringen können.

Bei den bisher angeführten Beispielen handelte es sich in der Regel um trockne Poljen; doch gibt es auch im Jura wie in anderen Karstgebieten mit Rücksicht auf die hydrographischen Verhältnisse drei Typen von Poljen [1]): neben den trocknen Poljen solche, die alljährlich, also periodisch inundiert werden, andere endlich sind als Seepoljen von permanenten Wasseransammlungen erfüllt. Ein typisches Beispiel für periodisch wiederkehrende Inundationen bietet das Polje von Drom im südlichen Plateaujura [2]). Es ist eine von Portlandkalken gebildete geschlossene Mulde in ca 300 m Höhe, zwischen der Kette des Revermont und der des Mont de la Rousse, waldlos und ohne einen perennierenden Bach. Zur Zeit der stärksten Regen wurde es durch plötzlich auftretende Überschwemmungen verwüstet und in einen See verwandelt, indem große Wassermassen aus Schlundlöchern hoch aufspritzen, so daß im Volke die Meinung verbreitet war, das Dorf stehe über einem unterirdischen See. Tatsächlich führen die Schlundlöcher in große Hohlräume und zu einem natürlichen Wasserreservoir von 6 m Tiefe. Zur Verhütung solcher Katastrophen wird nunmehr das Wasser des Beckens in einem Tunnel in das benachbarte Tal des Surand abgeleitet. Wir haben es in diesem Falle nicht mit dem gewöhnlich angenommenen Falle einer Inundierung zu tun, daß nämlich zur Zeit heftiger Regen oder der Schneeschmelze die Ponore den Wassermassen keinen genügenden Abfluß bieten können; sondern es wird durch unterirdische Zirkulation dem Karstwasser so viel Wasser zugeführt, daß dieses durch die Klüfte des Kalkes wie in kommunizierenden Röhren aufwärts steigt und an die Oberfläche tritt.

Auch im geschlossenen Muldenbecken von Le Locle, das nur durch eine niedrige Bodenschwelle vom Tale von Chaux-de-Fonds getrennt ist, hat die Menschenhand eingegriffen, um den verheerenden Inundationen ein Ende zu machen. Das Becken ist von ca 20 m mächtigen Quartärablagerungen ausgekleidet, in deren Mitte eine sandig-tonige Schicht angetroffen wurde, die das Wasser zurückhält [3]). Die Wasser des Bied, der in trockner Jahreszeit versiegt, überschwemmten zur Zeit der Regen den bewohnten, fruchtbaren Talgrund. In den Jahren 1802—05 wurde ein 300 m langer Stollen gebohrt, durch den das überschüssige Wasser unter dem Col des Roches nach dem oberhalb Les Brenets in den Doubs mündenden Graben geführt wird [4]).

Auch das Polje von Saône wird in einem Ausmaß von ca 800 ha periodisch inundiert. Die Versuche, dem Wasser der Oberfläche durch Erweiterung der Ponore einen genügenden Abfluß zu verschaffen, scheiterten bisher nicht so sehr an ihrer Verschüttung durch Bergsturzmaterial von den steilen Kalkgehängen [5]), sondern daran, daß keine Tieferlegung des Karstwasserspiegels erzielt wurde, so daß auch heute noch der weitaus größte Teil des Beckens durch Versumpfung der Kultur entzogen bleibt. Inundationen in geringerem Ausmaß treten zur Zeit der Schneeschmelze noch bei vielen Jurapoljen auf, namentlich bei denjenigen, die von Sümpfen und Torfmooren erfüllt sind, wie z. B. im Val

---

1) Cvijić, Karstphänomen, S. 297.
2) Mareste, Notice sur la vallée de Drom (Bull. soc. géogr. Lyon VI, 1886, S. 479).
3) Jaccard, Sondages dans les marais du Locle (Bull. soc. neuch., IV, 1875, S. 435).
4) Siegfrid, Der Schweizer Jura, S. 122.
5) Fournier, Recherches spéléologiques dans le Jura franc-comtois (Spelunca VI, 1900, S. 27).

de Sagne. Nicht unbeträchtlich aber ist die Zahl derjenigen, die als permanente Seewannen entgegentreten.

In gleicher Weise wie die Dolinen werden auch Poljen entweder durch Verstopfung der Schlundlöcher oder durch Senkung bis zum Karstwasserhorizont in Seebecken verwandelt. Die Poljenseen des Jura liegen wie die echten Poljen in allseits geschlossenen Hohlformen, ihre Entwässerung geschieht unterirdisch durch Ponore; diese liegen zumeist unmittelbar am Seeufer oder am Seeboden, seltener in einiger Entfernung vom Ufer, so daß der Seeabfluß eine kurze Strecke oberirdisch vor sich geht, wie beim Lac de Malpas oder Lac des Mortes. Häufig funktionieren die Ponore nur bei normalem Wasserstand; bei abnorm tiefem Stande des Seespiegels liegen die meisten über diesem, und es findet entsprechend dem minimalen Zufluß auch nahezu kein Abfluß statt, wie es im August 1900 beim Lac de Joux der Fall war. Im entgegengesetzten Falle können zur Zeit anhaltender Regen die unterirdischen Abflüsse infolge des Ansteigens des Karstwassers nicht funktionieren, und es kommen die Schlundlöcher zu stürmischem Überfließen (réflux), wie es gleichfalls vom Joux-See bekannt ist. Manche Jurapoljenseen besitzen aber ähnlich wie die meisten Dolinenseen keinen sichtbaren Zufluß, sondern werden durch Quellen am Seeboden gespeist.

Die Poljenseen des Jura sind ausschließlich Muldenseen (lacs de vallons nach Desor), also tektonische Gebilde, gelegen in geschlossenen, zumeist mit Kreideschichten erfüllten Synklinalen, wobei die Geschlossenheit der Wanne in der Regel in der ursprünglichen Anlage der Faltung begründet ist, seltener durch Abriegelung infolge von Bruchvorgängen entstand.

Der größte und bekannteste dieser Juraseen ist der Lac de Joux, gemeinsam mit dem Lac des Rousses im Muldental der Orbe gelegen, an dessen Nordende die große horizontale Transversalverschiebung vorbeizieht, die den ganzen mittleren Kettenjura von S nach N bis Pontarlier durchsetzt. Bei Le Pont an seinem Nordende hängt der Jouxsee mit dem Lac Brenet zusammen, der den nördlichen Teil der nächst westlichen Mulde erfüllt. Diese ist von der Mulde des Orbetals nur durch einen 80—100 m hohen Jurakalkrücken getrennt; in ihr liegt auch der kleine rundliche Lac de Ter. Die limnometrischen Werte sind nach Forel und Delebecque die folgenden[1].

	Areal	Höhe	mittl. Tiefe	max. Tiefe	Volumen
Lac de Joux	865 ha	1008 m	15,6	33,6 m	147 Mill. cbm.
Lac Brenet	79 „			19,5 „	
Lac des Rousses	90 „	1075 „	—	18 „	

Der gemeinsame unterirdische Abfluß dieser Seengruppe geschieht durch eine Anzahl von Schlundlöchern teils am linken Seeufer, teils durch die Entonnoirs von Bon-Port am Nordende des Lac Brenet; er erscheint wieder in der Quelle der Orbe oberhalb Vallorbe (vgl. S. 35). Die ganze, 28 km lange abflußlose Synklinale des oberen Orbetals von Les Rousses bis Le Pont stellt ein Muldenpolje dar, das gleichzeitig ein Abriegelungsbecken ist, dessen Entstehung mit der oben erwähnten Blattverschiebung innig zusammenhängt. Zur Eiszeit war es von einem stattlichen jurassischen Talgletscher erfüllt, der von dem Plateaugletscher bei Les Rousses nach NO abfloß und außerdem vom Mont Risoux und Mont Tendre, deren Abhänge die Talwandungen bilden, Nahrung erhielt. Seine Ablagerungen sind allenthalben im Tale erkennbar, teils als quer ziehende Endmoränenwälle, teils als isolierte, drumlinartig gestreckte Moränenhügel, und als solche sind wohl auch die sublakustren Hügel am Boden der Seen zu deuten[2]. Eine ca 60 m hohe Terrasse,

[1] Forel, Rapport sur une carte hydrographique des lacs de Joux et des Brenets (Arch. de Genève XXVII, 1892, S. 250 und Bull. soc. vaud XXVIII, 1892, S. IX); Delebecque, Sur le lac des Rousses (Arch. de Genève XXIV, 1895, S. 583).

[2] Forel a. a. O.

aus unregelmäßig geschichteten Deltaschottern bestehend, begleitet das rechte Ufer des Joux-Sees von Les Brassus bis L'Abbaye[1]). In präglazialer Zeit war das Polje wohl ohne See, seine Gewässer flossen durch Schlundlöcher im heutigen Seeboden ab. Als der Gletscher sich zurückzog, sammelten sich seine Schmelzwasser in dem durch Verstopfung der Ponore mit Grundmoräne undurchlässig gewordenen Polje zu einem See von ca 1080 m Spiegelhöhe an. Die Deltaschotter am rechten Gehänge mögen aus durch Wildbäche umgelagerten Ufermoränen oder direckt aus Wildbachschottern hervorgegangen sein, jedenfalls trugen sie zur teilweisen Ausfüllung des Seebeckens bei. Zur Zeit der größten Spiegelhöhe scheint ein oberirdischer Abfluß des Jouxsees über den Sattel von Tornaz (1085 m), wo die Wasserscheide in sumpfigem Terrain liegt, nach dem kleinen Tälchen des Ruisseau des Epoisats und somit nach dem Becken von Vallorbe bestanden zu haben, wenn er auch, wie bei einem Seeabfluß zu erwarten, nicht durch Gerölle zu erweisen ist[2]). Mit sinkendem Wasserstand zerfiel dann der die ganze geschlossene Mulde umfassende See in den Lac des Rousses, der seinerseits teilweise durch Moränen abgedämmt ist, und in den Lac de Joux. Gleichzeitig hörte der oberirdische Abfluß auf, dessen Einschneiden in die Poljenwandung sich langsamer vollzog als das Sinken des Seespiegels, und an seine Stelle trat der unterirdische Abfluß durch die erwähnten Ponore. Der Lac Brenet entstand erst in spät historischer Zeit, um 1230 n. Chr. durch künstliche Verstopfung einiger Schlundlöcher aus dem früheren Sumpf von Brenaid. Zum erstenmal wird seine Existenz im Jahre 1457 erwähnt[3]). Der kleine Lac de Ter (4 ha) scheint eine Wasseransammlung an der tiefsten Stelle der gegliederten Mulde von Le Lieu, also eher eine Karstwanne als ein Moränensee zu sein.

Die bedeutenden Spiegelschwankungen, die wegen des gehemmten Abflusses alle Karstseen kennzeichnen, wurden beim Joux-See von F. A. Forel auf Grund von vieljährigen Messungen verfolgt[4]). Die mittlere jährliche Spiegelschwankung in dem Zeitraum von 1847—1896 betrug 2,54 m; ihr Maximum erreichte sie 1882 mit 4,92, ihr Minimum 1861 mit 1,23 m; dabei schwanken die absoluten Extreme (Max. 4. Januar 1883, Min. 29. November 1870) sogar um 6,075 m. Die mittlere Jahresschwankung wird an den Schweizer Seen nur vom Walensee (2,62 m) und vom Lago Maggiore (2,91 m) überschritten, die Schwankung der absoluten Extreme gleichfalls vom Lago Maggiore (7,81 m).

Ein einfacher Muldenpoljensee ist der langgestreckte, schmale, teilweise verschilfte See von Tallières (h = 1037 m, A = 20 ha, größte Tiefe 7 m) in der einsamen Mulde von La Brévine im Neuenburger Jura, die außerdem von ausgedehnten, eine einst größere Wasserbedeckung andeutenden Torfmooren erfüllt ist. Ihren Boden bilden sehr regelmäßig lagernde Schichten unterer Kreide und mariner Molasse, das Seebecken selbst liegt auf Neokom. Das Seewasser tritt wieder zutage in den Quellen der Areuse bei St. Sulpice, wie sich bei Auflassung der durch diese Quellen betriebenen Mühlen zeigte; damals erfolgte eine temporäre Aufstauung des Sees, deren Behebung eine nach zwölf Stunden eintretende Zunahme der Areuse-Quellen ergab[5]). Der See erfüllt ebenso wie ein durch eine schmale Landbrücke mit ihm verbundener kleiner Tümpel die tiefsten Stellen einer geschlossenen Mulde, deren Schlundlöcher teilweise verstopft wurden. Nach einer wenig verbürgten Tradition aus dem späten Mittelalter soll der See plötzlich über Nacht durch eine lokale Senkung an der Stelle eines Waldes entstanden sein, dessen Tannenwipfel noch heute bei klarem Wasser zu sehen sein sollen[6]). Nach einer anderen Version hat die künstliche

[1]) Gauthier, Première contribution à l'histoire naturelle des lacs de la vallée de Joux (Bull. soc. vaud. XXIX, 1893, S. 294 ff.) und Machaček, Beiträge zur Kenntnis der lokalen Gletscher des Schweizer Jura (Mitt. nat. Ges. Bern, 1901, S. 13 ff.).

[2]) Dasselbe nimmt Gauthier (a. a. O. S. 295) an, doch gibt er die größte Spiegelhöhe zu niedrig, nämlich mit 1040 m, an.

[3]) Gauthier, S. 295.

[4]) Quelques mots sur les lacs de Joux (Bull. soc. vaud. XXXIII, 1897, S. 79).

[5]) Jaccard, Le lac de Tallières et la source de la Reuse (Rameau de sapin, März 1885).

[6]) Siegfrid, Schweizer Jura, S. 124 und Jaccard, Le lac de Tallières (Rameau de sapin, Nov. 1871).

Verstopfung eines Schlundlochs zum Zwecke der Regulierung und Nutzbarmachung der Wasserkräfte des Tales die Seenbildung verursacht[1]).

In ähnlicher Situation befindet sich in öder Karstlandschaft der flachufrige, gelappte Lac d'Abbaye, westlich des oberen Biennetals (h = 880 m, A = 92 ha, größte Tiefe 19,5 m); auch er liegt in einem von Kreideschichten ausgekleideten geschlossenen Muldenpolje, ohne die ganze Karstwanne zu erfüllen. Eine flache Insel an seinem Südende verwächst bei niedrigem Wasserstand mit dem Ufer zu einer vorspringenden Halbinsel. Die Speisung des Sees geschieht durch unbedeutende Rinnsale von N her; der unterirdische Abfluß soll erst im Torrent-l'Enragé im Biennetal bei Molinges, 20 km vom See entfernt, wieder zutage treten, zu welchem Wege er 48 Stunden benötigt[2]).

Die Karstseen sind der bezeichnendste Seentypus des Juragebirges. Bei rund zwei Drittel der 66 Seen des Jura (wobei mit Magnin[3]) alle stehenden Wasseransammlungen über 1 ha als Seen gezählt sind, läßt sich ein Zusammenhang mit Karstformen seiner Oberfläche nachweisen; bei 32 Seen ist ein oberflächlicher Abfluß nicht vorhanden, bei 23 von diesen kennt man die Lage ihrer Schlundlöcher und bei einigen auch die Stelle, wo unterirdische Kanäle das Seewasser wieder an die Oberfläche bringen, wobei im allgemeinen diese Kanäle der Richtung untergeordneter Täler parallel zu laufen scheinen und in Tälern höherer Ordnung austreten[4]). Bei manchen, namentlich den kleinen Seen des südlichen Jura, ist es fraglich, ob nicht die Ursache der Wannenbildung auch in der unregelmäßigen Moränenanhäufung zu suchen ist; nur wenige Juraseen, deren an anderer Stelle gedacht wurde, sind direkt auf glaziale Erosion oder Akkumulation zurückzuführen. Die Mehrzahl der Karstseen aber sind durch Verkleisterung des Bodens und Verstopfung der Schlundlöcher durch glaziales Material aus trocknen Karstwannen hervorgegangen, daher auch der Seenreichtum im südlichen und mittleren Jura viel größer ist als im N, wo eine Vergletscherung nahezu fehlte. Nur in verhältnismäßig wenigen Fällen ging die Wannenbildung bis auf das Niveau des Karstwassers, so daß dieses das Seewasser liefert, so z. B. bei den Dolinenseen von Fort-du-Plasne, Onoz, Genin u. a.

Allgemein aber erkennt man in den zahlreichen Sümpfen und Torfmooren einen einst größeren Seenreichtum des Gebirges und eine einst größere Ausdehnung der noch bestehenden Seen. Viele von ihnen, wie die Seen von Tallières, Foncine, Rouges-Truites, Malpas, Les Rousses u. a. sind von Torfmooren umgeben und verlieren durch das Wachtum der Moorvegetation, die sich zumeist auf einer glazialen Decke angesiedelt hat, beständig an Größe. Bei einigen dieser »Lacs de tourbières« ist sogar innerhalb der historischen Zeit eine nicht unbedeutende Reduktion ihres Areals nachgewiesen, z. B. beim See von Tallières und den beiden Seen von Maclus. Auch die Seen des Jura sind vergängliche Gebilde seiner Oberfläche.

Neben den echten Poljen gibt es im Jura auch zahlreiche Hohlformen, die in Anlage und Gestalt diesen gleichen, bei denen aber die Flußerosion den Sieg über den Karstboden davongetragen hat, so daß sie in das Bereich der gleichsinnigen, oberflächlichen Entwässerung einbezogen wurden. Es lassen sich bei diesen »aufgeschlossenen Poljen« (bassins quasi-fermés), die besonders im Kettenjura zahlreich vorkommen und Zwischenformen zwischen Poljen und gewöhnlichen Tälern darstellen, zwei Fälle unterscheiden: Entweder liegt der Boden einer solchen Hohlform tiefer als das Niveau der oberflächlichen Entwässerung außerhalb derselben; dann tritt ein Fluß durch eine Enge in das Becken ein und in ähnlicher Weise wieder aus diesem heraus; oder es wurde ein ursprünglich geschlossenes Polje durch rückwärtige Erosion von einer Seite her erreicht und erschlossen. Den ersten Fall repräsentiert z. B. das Becken von Morteau, das der Doubs in großen Mäandern durchzieht und mit seinen Ablagerungen ausgefüllt hat; oder das Becken von Besançon, ebenfalls zwischen zwei Doubsklusen gelegen. In diesen Fällen haben wir es mit tektonisch, nämlich durch Divergenz und Konvergenz von Antiklinalen angelegten Talerweiterungen zu tun, in denen es in der Regel nicht mehr zu Inundierungen kommt, weil sich der Fluß unterhalb seines Austritts sein Bett bereits genügend eingetieft hat. Mit mehr Berechtigung lassen sich die nur einseitig von außen erreichten Hohlformen als aufgeschlossene Poljen

[1]) Jaccard, Mémoire explicatif accompagnant la feuille XI, carte géol. suisse, S. 285.

[2]) Lamairesse, Études hydrologiques sur les monts Jura, S. 110 u. 117.

[3]) Magnin, Les lacs du Jura (Ann. de Géogr. 1893/94, S. 20 u. 213) gibt eine monographische Darstellung des Seenphänomens im Jura, vornehmlich vom limnologischen und topographischen Standpunkt, das morphologische Moment erfährt nicht immer die gebührende Berücksichtigung. Auf Magnin gehen die meisten der hier erwähnten topographischen Details zurück.

[4]) Lamairesse (a. a. O. S. 84) dachte sich diesen Zusammenhang und den Verlauf der Kanäle und Täler von der Richtung sich kreuzender Bruchlinien abhängig.

auffassen. Wir finden sie in größerer Zahl zwischen den östlichsten Ketten des nördlichen Kettenjura; ein schönes Beispiel hierfür ist das Val de Ruz, das durch die Schlucht des Seyon zum Neuenburger See aufgeschlossen ist, während geschichtete Quartärablagerungen auf ein ehemaliges Seenpolje hinweisen. Auch das Auftreten zahlreicher Schlundlöcher an den Rändern des Tales spricht für seinen einstigen Poljencharakter. Von ähnlicher Beschaffenheit ist das benachbarte Val de Diesse, dessen Gewässer teilweise in mehreren Bächen zum Bieler See abfließen, teilweise aber in Schlundlöchern und Spalten verschwinden, wie der Bach von Lignières, der zu Zeiten starker Regen bedenklich anschwillt.

In manchen Fällen ist der echte Poljencharakter zwar noch erhalten, aber doch das Polje von der bevorstehenden Aufschließung hart bedroht. Das langgestreckte Polje der Torreigne im südlichen Plateau ist nur mehr durch eine Schwelle von kaum 30 m Höhe vom Tale des auf Oxfordmergeln rasch erodierenden Valouson getrennt. Ist jene gefallen, so wird die Torreigne, die heute am Südrand des Polje verschwindet, in die oberflächliche Entwässerung einbezogen, ein Beispiel für die allmähliche Umwandlung der Wannenlandschaft in eine Tallandschaft.

5. *Die Karstflüsse und Karsttäler des Jura.*

Wichtiger als die Detailformen einer Karstwannenlandschaft werden für die jurassischen Karstgegenden ihre hydrographischen Verhältnisse. Auf den durchlässigen Kalkschichten, welche den Hauptanteil am Aufbau des Gebirges und seiner Oberfläche, namentlich des Plateaujura haben, fehlt ein reich verästeltes und ausgebildetes Fluß- und Talsystem. Die Kalke der Juraformation wirken wie ein Schwamm auf das atmosphärische Wasser, ihre Spalten, Klüfte und Schlundlöcher leiten es in die Tiefe, wo es sich entweder in der impermeablen Unterlage der Kalkschichten zu einem einheitlichen Grundwasserstrom sammelt oder noch innerhalb der Kalke das Karstwasser speist, bis es unter geeigneten Bedingungen in Quellen wieder zutage tritt.

Die Flußarmut der Juralandschaft findet einen bezeichnenden Ausdruck in der Größe der Flußdichte. Darunter versteht man bekanntlich das Verhältnis der Flußlängen zum Areal ihres Einzugsgebiets oder, was dasselbe ist, die Flußlänge auf 1 qkm. Diese erreicht nun im Plateaujura gelegentlich ganz außerordentlich geringe Werte. Auf Blatt Ornans (frz. Sp. K.) mißt im Bereich der hier fast ausschließlich herrschenden, wenig gestörten Jurakalke die dem Plateaujura angehörende Fläche, im O bis an den Doubs reichend, 1596 qkm; die Länge aller auf dieser Fläche auftretenden fließenden Gewässer, den Doubs eingerechnet, nur 257 km; daher beträgt die Flußdichte nur 0,16 [1]. Etwas höher wird ihr Wert in dem stärker gefalteten südlichen Plateaujura, wo durch nachfolgende Erosion größere Flächen undurchlässiger Oxfordschichten bloßgelegt sind und zudem quartäre Ablagerungen in größerer Ausdehnung vorkommen. So beträgt auf einer beliebig herausgegriffenen Fläche von 796 qkm auf Blatt St. Claude, zu beiden Seiten des Ain und der Valouse, die Flußlänge 378 km, die Flußdichte immerhin 0,475.

Zum Vergleich lassen sich meines Wissens nur die von L. Neumann für den Schwarzwald gewonnenen Werte der Flußdichte heranziehen [2]. Diese schwankt hier je nach der Gesteinsbeschaffenheit und den Niederschlagsverhältnissen zwischen 0,56 und 2,88, also im Verhältnis 1 : 4. Auf der vorwiegend aus Muschelkalk aufgebauten Schichttafel des Dinkelbergs, die in Zusammensetzung und Struktur unserem Tafeljura sehr ähnlich ist, beträgt die Flußdichte 0,62, also noch viermal so viel als im flußärmsten und immer noch bedeutend mehr als im flußreichsten Teile der verkarsteten französischen Juraplateaus.

[1]) Die Bestimmung der Flußlängen geschah durch Abzirkeln auf der frz. Sp. K. mit einem Abstand der Zirkelspitzen von 2,5 mm = 200 m; die damit erreichte Genauigkeit genügt für den nur approximative Bestimmungen erheischenden Zweck vollkommen.

[2]) Die Flußdichte im Schwarzwald, Beiträge zur Geophysik, IV, 1900, S. 234.

Der Trockenheit der Oberfläche steht in jeder Karstlandschaft der Wasserreichtum des Innern gegenüber, der sich in dem Auftreten zahlreicher Quellen verrät[1]). Im Kettenjura tritt eine große Anzahl derselben in Muldentalungen auf der Oberfläche des Lias aus, nachdem das Wasser die Doggerkalke durchdrungen hat, oder auf der Oberfläche der Oxford- und Argovianmergel aus den darüber lagernden Malmkalken, und zwar sind dann in der Regel beide Talseiten gleich quellenreich, während Monoklinaltäler ein quellenreiches und ein quellenarmes Gehänge haben. In Antiklinaltälern trifft man Quellen nur dort, wo die Antiklinale absinkt, die beiden Flügel des Gewölbes und mit ihnen die Quellhorizonte sich vereinigen und durch die Erosion angeschnitten werden. Einen solchen seltenen Fall repräsentiert die mächtige Quelle in einem toten Quertälchen bei Moutier, das vielleicht einst von der Birs benutzt war. In den zerbrochenen Plateaus knüpfen sich Quellen vielfach an Bruchlinien, durch die die wasserführenden Horizonte mit den permeablen in Berührung gebracht werden. Sie treten daher zumeist in Reihen angeordnet auf, z. B. im Tale der Valserine, im Muldental der oberen Orbe zwischen Les Brassus und Bois d'Amont längs einer Faltenwerfung, längs des Westrandes des Beckens von Nozeroy, gekennzeichnet durch die Lage der Ortschaften Mournans, Onglières, Plenise und Plenisette usw. In Quertälern gibt es natürlich überall dort Quellen, wo wasserführende Horizonte durch die Flußerosion angeschnitten werden; sie sind auch im Jura quellenreicher als die großen Muldentäler. Sehr viele Quellen des Jura aber treten noch innerhalb der Kalkschichten aus, wo der Karstwasser-Spiegel durch Erosion angeschnitten ist.

Die Juraquellen zeichnen sich infolge der starken Durchlässigkeit der Kalke durch große Schwankungen ihres Ertrags aus. So schwankt die Quelle von St. Sulpice im Hintergrund des Val de Travers im Jahre zwischen $1/2$ und 100 cbm pro Sekunde. Überhaupt aber ist der Ertrag der Quellen sehr groß, namentlich wenn sie als Ableiter der Infiltrationswasser ausgedehnter Kalkplateaus dienen; ihre Schwankungen treten dann ohne sichtbaren Grund auf (sources calamiteuses); andere entwässern innere Hohlräume durch einfache, unverzweigte Stränge (siphos) als »sources affameuses«[2]). Viele aber sind intermittierend und versiegen im Sommer gänzlich, wenn ihr Austrittspunkt über das Bereich der Karstwasserschwankungen zu liegen kommt; dazu gehört die (S. 129) schon genannte »Creux-Gena« bei Pruntrut. Nach Zeiten großer Regen haben solche Quellen, wenn auch selten, verheerende Ausbrüche, z. B. die »Source des Capucins« bei Pruntrut, das »Trou de la Lutinière« bei Amancey (Dépt. Doubs), der »Puits-de-la-Brême« bei Ornans[3]). Übrigens hat in vielen Fällen die zunehmende Entwaldung zur Vergrößerung der Quellenschwankungen, manchmal aber auch zum gänzlichen Versiegen geführt.

Von besonderer Bedeutung sind jene Quellen, die den Ursprung großer Juraflüsse darstellen, und die man nach dem typischen Beispiel dieser Art, der fontaine de Vaucluse am Fuße des Mont Ventoux, auch im Jura wie in ganz Frankreich als sources vauclusiennes bezeichnet[4]). Sie treten sowohl im Ketten- als im Plateaujura auf, in der Regel am Fuße steiler Wände, umgeben von üppiger Waldvegetation. Der Fluß erscheint schon an der Quelle in solcher Fülle, daß er unmittelbar zum Betrieb von Turbinen und anderen Kraftanlagen verwendet werden kann, so z. B. die Quelle der Loue und des Lison; der bekannteste Fall dieser »sources vauclusiennes« ist die Quelle der Orbe im Hintergrund des Talkessels von Vallorbe. Ihr Zusammenhang mit dem in den Entonnoirs de Bonport

[1]) Über die geologischen Bedingungen des Auftretens von Quellen vgl. Fournier, Études sur les sources, resurgences etc., dans le Jura franc-comtois (Bull. serv. carte géol. France, Nr. 89, XIII, 1902, 55 S.).

[2]) Daubrée, Les eaux souterraines dans l'époque actuelle, I, S. 305.

[3]) Fournet, Hydrographie souterraine (Mém. Ac. Lyon, VIII, 1858, S. 227).

[4]) Mit der von A. Grund (Karsthydrographie S. 179) angewendeten Beschränkung des Ausdrucks Vaucluse-Quellen auf perennierende Flußquellen kann ich mich mit Rücksicht auf den herrschenden Sprachgebrauch nicht einverstanden erklären.

verschwindenden Abfluß der Seen von Joux und Brenet wurde schon längst vermutet, um so mehr als die Öffnung der Schleusenwehren am See von Brenet nach kurzer Zeit ein beträchtliches Steigen der Orbe bei Vallorbe zur Folge hatte. Die unterirdische Verbindung wurde schließlich durch Versuche mit Anilin erwiesen [1]); die Färbung trat 50 Stunden später an der Orbequelle auf; in dieser Zeit legte das Seewasser die (in gerader Linie 2,6 km messende) Entfernung zurück mit einem Gefälle von 210 m; nach einer früheren Beobachtung von Paul Chaix kühlte sich dabei das Seewasser, offenbar durch Mischung, von 18,8° auf 11,0° C ab [2]).

Andere Beispiele für »sources vauclusiennes« sind die Quelle der Birs bei Tavannes, der Areuse am Boden des Zirkus von St. Sulpice, des Doubs im Muldental von Mouthe, die am Fuße einer vertikalen Wand aus einem Höhlengang hervorspringt, in dem man bei Trockenzeit 10 m weit eindringen kann; ferner die Quelle der Loue, die 20 m über dem Talboden aus dem Felsen hervorbricht, des Lison, der sofort einen 10 m hohen Wasserfall bildet und Mühlen treibt. Von den drei Quellen des Dessoubre kommt die von Lançot aus einer 6—8 m hohen Grotte und stürzt in 50 m hohem Falle zu Tal [3]). In gleicher Weise verdanken auch Seille, Cuisancin, Doue, Barbèche, Vallière und Ain ihren Ursprung mächtigen Quellen. In der Regel treten diese hoch über der Talsohle auf, ein Beweis für die ansehnliche Erosion, die seit der Erschließung der Quelle geleistet wurde.

Da die meisten Quellen einen mächtigen Kalkfilter passiert haben, bevor sie zutage treten, führen sie klares Wasser. Eine Ausnahme macht die Quelle von Noiraigue im Val de Travers, die das in Schlundlöchern verschwindende Wasser des vertorften Polje von Les Ponts und La Sagne mit einem plötzlichen Gefälle von 270 m der Areuse zuführt und dabei noch nicht Zeit zur völligen Reinigung hatte (daher ihr Name »noire-aigue«) [4]).

Die große Wichtigkeit der Quellen für ein so wasserarmes Land wie es der französische Jura ist, namentlich ihr unschätzbarer Wert für die Industrie und andere Betriebe, spiegelt sich in den zahlreichen, mit »fontaine« zusammengesetzten Ortsnamen, wie Pierre-, Grande-, Blanche-, Noirefontaine u. v. a.

Die Flüsse des Jura lassen sich vom hydrographischen Gesichtspunkt gleich denen anderer Karstgebirge in perennierende, intermittierende und in Ponoren verschwindende unterscheiden. Die ersteren, wenig zahlreich im Plateaujura, fließen, wie Doubs, Ain, Bienne, Loue, in tief eingeschnittenen, cañonähnlichen Tälern und haben sich dabei bis zu einer wasserundurchlässigen Schicht oder unter die Karstwasserschwankung eingesenkt; andere verdanken ihre Konstanz der Auskleidung ihres Tales durch quartäre oder tertiäre Schichten, wie fast alle größeren Flüsse des Kettenjura. Allen Juraflüssen aber ist die geringe Zahl von Nebenflüssen gemeinsam, weshalb ihre Talwandungen auch nicht durch nachträgliche Erosion und Abtragung abgeböscht werden, worauf schon an anderer Stelle hingewiesen wurde. Solche Flüsse erhalten ihren Wasserreichtum vielmehr durch die in ihrem Bette angeschnittenen Quellen; solche treten u. a. im Val de Travers zwischen Motiers und Couvet, im Tale des Doubs bei seinem Laufe durch die Freiberge und oberhalb Besançon in großer Zahl auf. Auch die Loue wird in ihrem Laufe durch die Plateaus um Ornans fast ausschließlich durch Quellen (von Plaisir-Fontaine, Puits-de-la-Brême, Fontaine du Maine, von Froidière u. a.) gespeist, die das in den Klüften der Plateaus nördlich der Loue zirkulierende Karstwasser dem Flusse zuführen.

Auch das Regime der Flüsse wird durch diese Art der Ernährung beeinflußt. Während auf impermeablem Boden der Niederschlag sich sofort in Abflußrinnen sammelt,

---

1) Forel et Golliez, Coloration des eaux de l'Orbe (Bull. soc. vaud. XXX, 1894).
2) Quelques mots sur l'hydrographie de l'Orbe (Bull. soc. géol., 2. série XIX, 1862, S. 116).
3) Renauld, Le Jura souterrain (Ann. Club alp. franç., 1896, S. 118).
4) Vgl. Schardt et Dubois, Géologie des gorges de l'Areuse (Ecl. VII, Nr. 5, 1903, S. 467) und Arch. de Genève XIII, 1902, S. 511.

braucht im Kalkgestein das atmosphärische Wasser sehr lange, bis es durch die unterirdischen Klüfte dem Flusse als Quelle zugeführt wird. Nach langanhaltendem Regen ist infolge des stärkeren hydrostatischen Druckes die unterirdische Wasserzirkulation viel rascher; in trocknen Zeiten, in denen das Wasser unterirdisch zurückgehalten wird, liefern dieselben Quellen nur spärlich rinnende Wasseradern. Die Folge dieser Verhältnisse ist einmal ein sehr verspäteter Eintritt der Hochwässer, anderseits sehr bedeutende Unterschiede in der Wasserführung. Nur die letzteren mögen durch einige Zahlen belegt werden[1]):

	Wasserführung		
	mittlere	minimale	maximale
Doubs bei der Mündung des Drugeon	3180 Sek.-Liter	1310 Sek.-Liter	50000 Sek.-Liter
bei Chaillexon	5000 „ „	1500 „ „	65000 „ „
bei St. Hippolyte	15 cbm	4 cbm	200 cbm
bei Voujeaucourt	30 „	6 „	400 „
bei der Mündung in die Saône	52 „	21 „	1000 „
Ain bei der Mündung	50 „	15 „	2500 „
Loue bei der Mündung	500 Sek.-Liter	250 Sek.-Liter	55000 Sek.-Liter

Die mittleren Extreme verhalten sich also beim Doubs ungefähr wie 1 : 50, bei der Loue wächst das Verhältnis sogar auf 1 : 220, während z. B. bei einem Flusse mit ruhigerem Regime, wie es die Donau bei Wien ist, sogar die absoluten Extreme in viel engeren Grenzen, nämlich im Verhältnis 21 : 1 schwanken; z. B.

Maximal	1883	8600 cbm	Juni-Mittel	1880—84	2290 cbm
Minimal	1885	400 „	April-Mittel	1880—84	1330 „

Der extreme Fall der Schwankung ist erreicht, wenn die Wasserführung in der trockneren Jahreszeit ganz aussetzt. Wir haben es dann mit intermittierenden Flüssen zu tun. Ein solcher ist u. a. der Audeux im nördlichen Plateaujura, den auch die Karte als »torrent à sec« für eine Zeit des Jahres bezeichnet, und dasselbe gilt von einer großen Anzahl kleinerer Bäche auf den Höhen der Plateaus. Im Sommer erscheinen diese völlig trocken, die Bevölkerung bezieht das Wasser aus Zisternen, und auch die konstant wasserführenden Flüsse zeigen nur geringe Wasserfülle.

Die schwachen Bäche, welche in einfachen, unverzweigten Rinnen die hochgelegenen Kalkplateaus durchziehen, sind in der Mehrzahl sog. Schlundflüsse, die auf ihrem Laufe immer wasserärmer werden, bis sie in Ponoren verschwinden. Ihre Zahl ist im Jura so groß, daß auf eine Aufzählung verzichtet werden kann[2]). Die meisten von ihnen sind zugleich Poljenflüsse, die mit geringem Gefälle und in gewundenem Laufe am Boden der Karstwanne dahinschleichen, an deren Steilrändern sie schließlich verschwinden. Dahin gehört u. a. die Loutre in dem Aufbruchpolje der Combe de Prés (vgl. S. 134), die Torreigne im Polje von Orgelet, die um so schwächer wird, je näher sie an die durchlässigen Malmkalke der Umrahmung kommt, offenbar, weil in demselben Maße die aus Oxfordschichten zusammengesetzte oberflächliche Decke der Kalke immer dünner wird. Überhaupt werden diese Schichten, als die einzigen impermeablen des Jura, die auf größere Flächen die Oberfläche bilden, maßgebend für den Unterschied der Entwässerung auf impermeablem und permeablem Boden. Auf ihnen entwickelt sich ein reich verzweigtes Flußnetz; auf Kalkboden verschwinden die Rinnsale entweder sofort völlig, oder ziehen sich zu einem einzigen Kanal zusammen. So besitzt auch die poljenähnliche Talung von Sancey südlich der Lomontkette ein verzweigtes Bachnetz, das sich ausschließlich an Oxfordmergel und jugendliche Alluvionen knüpft. Ihr Hauptfluß, der Ruisseau de Voye, sammelt nach W zu die

[1]) Leider war es mir nicht möglich, hierbei auf das Originalmaterial zurückzugehen; die folgenden Zahlen sind Joannes Dictionnaire géogr. de la France entnommen.

[2]) Eine Reihe von Beispielen für Schlundflüsse sind gesammelt bei Lamairesse, Études hydrologiques dans les Monts Jura, Paris 1874 und Daubrée, Les eaux souterraines etc., I.

einzelnen Arme und verliert sich in dem Puits de Fenoz, um nach 3 km in dem Puits d'Alloz wieder zu erscheinen.

Bisweilen tritt auch in perennierenden Hauptflüssen ein Wasserverlust ein, ähnlich dem der Donau bei Immendingen. Das bekannteste Beispiel dieser Art ist im Jura die »Perte du Rhône« unterhalb Bellegarde, und in letzterer Zeit wurde ein ähnlicher Fall vom Doubs bekannt, der unterhalb Pontarlier Wasser an die Loue auf unterirdischem Wege abgibt (vgl. S. 102).

Dem unentwickelten hydrographischen Netze auf den Höhen des Plateaujura entspricht eine ebenso große Armut an normalen Tälern. Die wenigen Haupttäler der Plateaus besitzen das für Karsttäler charakteristische Vförmige Querprofil mit steilen, von der Abspülung wenig modellierten Gehängen; an ihrer Ausweitung wirken zumeist nur Abbruch und Verwitterung. Die Fußregion der Talwände ist daher von mächtigen Schuttmassen verhüllt, die von dem spärlich fließenden Rinnsal nicht fortgeführt werden können, und mit denen auch die chemische Lösung nicht fertig zu werden vermag. Der Schuttarmut auf den Höhen steht also zunehmende Schuttanhäufung in den tiefen Cañontälern gegenüber; dies treffen wir u. a. im unteren Aintal um Cize und Bolozon, im Louetal oberhalb Mouthiers, im Tale der Albarine um Tenay. Viele dieser Karsttäler haben einen zirkusförmigen oberen Talschluß, vom Volke »bout du monde« genannt, und am Fuße seiner steilen Wände oder in einiger Höhe über dem Talboden brechen die Flußquellen hervor. Diese Sacktäler, zu denen fast alle Täler des Plateaujura, auch die kleinen Seitentälchen des Loue- und Dessoubregebiets zu rechnen sind, sind in manchen Fällen nichts anderes als Einsturztäler (vallées d'effondrement); indem die Höhlengänge der Quellstränge gleichzeitig durch Erosion des Bodens und Abbröcklung des Daches sich erweitern, und dieses schließlich einstürzt, rückt die Wand des Talschlusses aufwärts und die einstigen Hohlräume gelangen an die Oberfläche. Ein treffendes Beispiel für diese Art der Talbildung ist aller Wahrscheinlichkeit nach das oberste Stück des Louetals bis gegen Mouthiers [1]) (vgl. S. 102), sowie die dem Louetal tributären kurzen Cañontäler. Talbildung durch Einsturz wird namentlich in einem von Höhlen durchsetzten Gebiet nicht allzu selten sein. So scheinen die zahlreichen Quellflüsse der Seille nördlich von Lons-le-Saunier, ferner der Cholet bei St. Jean de Royans, die Gizia bei Cousance und der Dorain bei Poligny in Einsturztälern des höhlenreichen ersten Juraplateaus zu liegen [2]).

Der vollständigen Bloßlegung eines unterirdischen Flußkanals geht häufig seine Zerlegung in mehrere blinde Täler voraus, getrennt durch noch nicht eingestürzte Höhlendächer. Die blinden Täler mit deutlichem oberem und unterem Talschluß, wobei der Fluß am Fuße einer Wand in einem Schlundloch verschwindet, sind im Jura nicht so häufig als in anderen Karstgebieten. Die meisten versiegenden Flüsse sind Poljenflüsse; nur selten geschieht das Versiegen in langgestreckten, schmalen Talungen. Ein echtes blindes Tal ist das des Baches von Villeneuve-d'Amont westlich von Levier; dabei ist das unterste Stück zwischen dem heutigen Schlundloch und dem unteren Talschluß ein steiniges Trockental; der Fluß hat also sein Schlundloch nach aufwärts verlegt, und das Flußbett des blinden Tales wurde verkürzt. Den Fall eines durch einen unterirdischen Durchbruch unterbrochenen Tales repräsentiert der Bief de Moirans (Blatt St. Claude); er fließt zuerst in einem Oxfordtälchen und durch Doggerschichten, gibt an einer Bruchlinie gegen Malmkalk einen Teil seines Wassers ab und verschwindet schließlich mit deutlichem unterem Talschluß. Nach kurzer Unterbrechung erscheint er wieder und fließt zum Ain ab.

---

[1]) Vézian, Le Jura franc-comtois (Mém. soc. émul. Doubs, 1873, S. 491).
[2]) Fournet, Note sur les effondrements (Mém. Ac. Lyon, 1852, II, S. 174).

Einer ausführlicheren Besprechung bedürfen die Trockentäler des Jura, die sich auf den Plateaugebieten des Westens in großer Zahl finden. Nach ihren hydrographischen Verhältnissen lassen sich periodische und permanente Trockentäler unterscheiden; die ersteren beanspruchen keine weitere Erklärung; sie werden, wie das Tal des Audeux, von periodisch, nämlich zur Zeit großen Wasserstandes fließenden Flüssen benutzt. Für die morphologische Entwicklung des Landes bedeutungsvoller sind die permanenten Trockentäler. Ihrer Lage nach befinden sie sich entweder in der oberen Fortsetzung lebender Haupttäler, indem sich die Talform mit allen Kennzeichen eines normalen Tales von der gegenwärtigen Quelle eines perennierenden Flusses noch ein Stück weit nach aufwärts fortsetzt; oder es erscheinen die Trockentäler als zumeist wenig tiefe, verkarstete Hohlformen auf der Höhe der trocknen Kalkplateaus.

Ein treffendes Beispiel für den ersten Typus ist das Trockental der Riverotte, des einzigen bedeutenden Nebenflusses des Dessoubre. Es setzt sich in nahezu ungestört lagernde untere Malmkalke tief eingeschnitten und in vielen Windungen noch etwa 5 km von der Quelle aufwärts fort, und zahlreiche, gleichfalls trockne Seitenschluchten ordnen sich ihm unter. Von gleicher Beschaffenheit ist das Trockental des Cuisancin, vom Weiler Cuisance-le-Châtel aufwärts, ferner das 2 km lange Trockental in der Fortsetzung der Combe de Mijoux, des obersten Teiles des Valserinetals; es ist über eine unmerkliche Schwelle noch 2 km weiter mit entgegengesetzter Abdachung nach N zu verfolgen, biegt dann rechtwinklig um und führt nach weiteren 2 km zur Quelle des Bief de la Chaille, des Baches der Klus von Morez.

Schon erwähnt wurde das Trockental von Tenay im Jura des Bugey, das in der Fortsetzung des unteren Albarinetals, an Oxfordschichten sich knüpfend, bis zur Scheide von Les Hôpitaux führt und weiter gegen SO bis zum Furans reicht. Als wichtige Grenzlinie wurde bereits das Trockental genannt, das von Touillon bei Les Hôpitaux 7 km weit nach N der großen Blattverschiebung Vallorbe-Pontarlier folgt. Diese Beispiele mögen genügen, um zu zeigen, daß wir es im Jura keineswegs bloß mit Trockentalungen tektonischen Ursprungs zu tun haben, bei denen die von der Struktur geschaffenen Hohlformen durch das Fehlen der talbildenden Kräfte in ihrer ursprünglichen Gestaltung erhalten blieben, sondern daß echte Erosionsformen vorliegen, die gegenwärtig dem Bereich der Wasserwirkung entzogen sind.

Ungemein zahlreich vertreten ist der andere Typus der Trockentäler, die sich auf den verkarsteten Hochplateaus befinden. Ein vielverzweigtes System solcher Täler, gebunden an durch die Erosion aufgeschlossene Astartenkalke des Malm trägt das breite Gewölbe des Noirmont östlich der Synklinale von Mouthe; ihnen folgen die Verkehrswege dieses unwirtlichen, 12—1300 m hohen Gebiets. Fast alle die dürftigen Bachrisse der Plateauzone setzen sich aufwärts in toten Talstrecken fort. An solchen ist namentlich das Plateau der Freiberge reich. Vom Tabeillon, der die Sorne bei Glovelier erreicht, dringt noch 4 km weit ein Trockental in die Plateaumasse hinein, in dem zwei kleine, abflußlose Teiche liegen. Die »Comben« von Vallanvron, von La Ferrière, von Naz u. a. sind bis 180 m tief eingerissene, steilwandige und langgedehnte Trockenschluchten, die sich nach dem Doubs öffnen; auch die gegenüberliegenden Plateaus von Maîche bis an den Dessoubre zeigen ähnliche Formen. Zu den Tälern der größeren Juraplateauflüsse, wie des oberen Dessoubre, der Riverotte, des Doubs und unteren Ain, senken sich kurze, zumeist trockne Flankenrisse in großer Zahl herab, die ihren Ursprung auf den Plateaus haben. Öfters finden sich auf den niedrigen Plateaus des Nordens breite, wasserlose Talungen, die einstens von Wasser durchflossen wurden; so zwischen Dammartin und dem unteren Audeux (Blatt Montbéliard). Vielleicht ist hier die Ursache der Wasserlosigkeit die Abtragung der im-

permeablen Oxfordschichten, die nur mehr inselartig im Tale auftreten und mit denen zugleich auch das Wasser verschwunden ist. Anderer Art sind die Verhältnisse auf dem Plateau von Dournon, östlich von Salins[1]). Dieses war einst von einem ziemlich bedeutenden Bache durchzogen, der sich unterhalb Migette 100 m tief in das tiefe Tal des Lison herabstürzte. Indem dieser das Gehänge untergrub und dieses abrutschte, entstand zwischen der Abbruchswand und dem Bergsturz eine Hohlform, die durch den Fall des Baches von Migette, des Bief de Laizine, zu einem 120 m tiefen, 300 m im Umfang messenden Trichter, dem Puits de Billard ausgestaltet wurde. Das Tal des Bief de Laizine oberhalb der Wand behielt seine Höhenlage und wird heute nur von einem spärlich rinnenden, im Sommer versiegenden Bache durchflossen, der sich über die Cascade de Diable in den Puits de Billard stürzt, wo sich sein Wasser zu einem kleinen See sammelt, um durch ein Schlundloch unterirdisch zum Lison abzufließen.

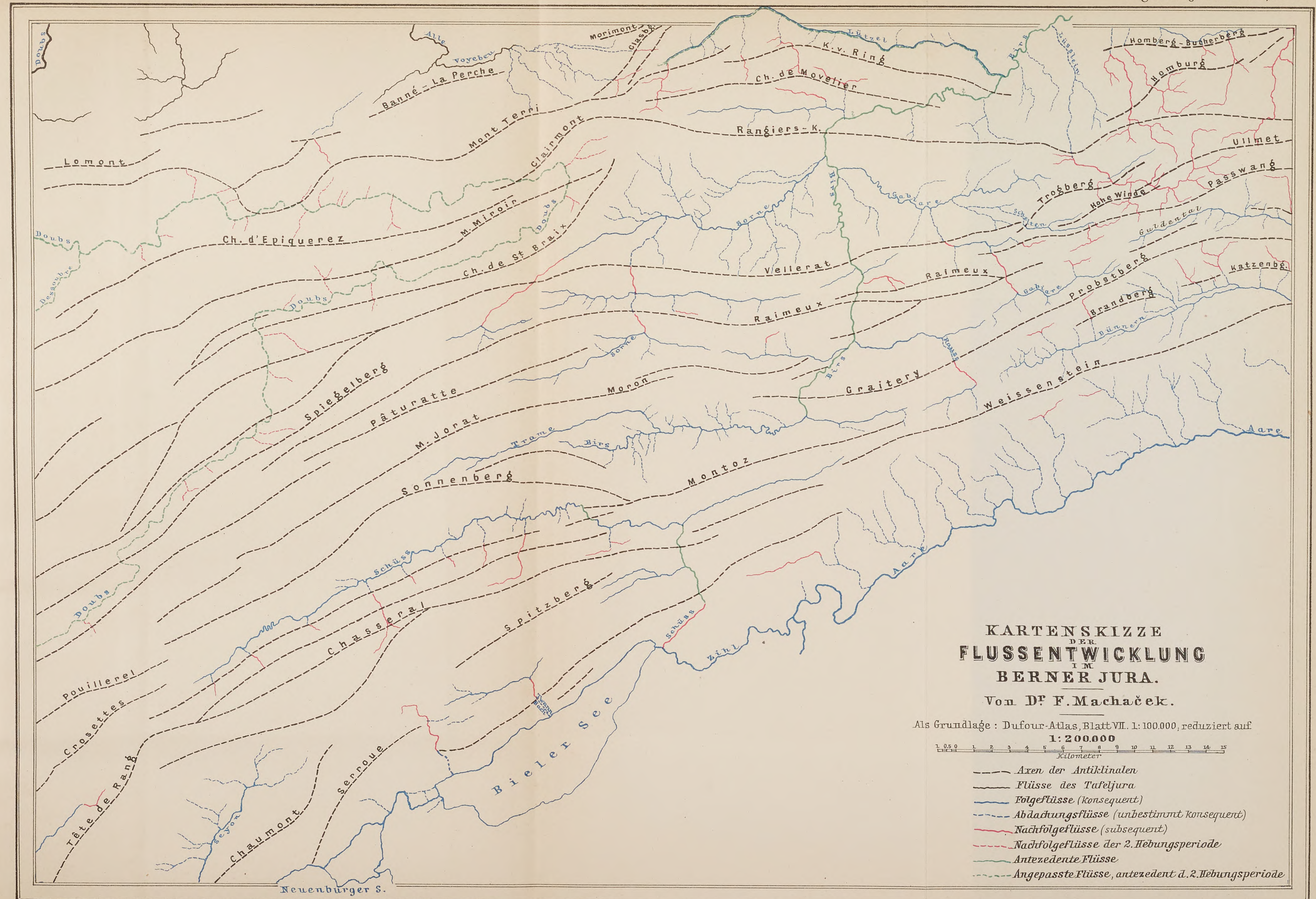
Die Trockentäler des Jura verdanken Ursachen der verschiedensten Art ihre Entstehung. In vielen Fällen wird man auf klimatische Veränderungen zurückgehen können, um den einst größeren Reichtum an fließenden Gewässern zu erklären. Die in der oberen Fortsetzung heutiger permanenter Haupttäler gelegenen toten Talstrecken scheinen in einer Zeit größeren Niederschlagsreichtums angelegt worden zu sein, gehören also noch der pliocänen und quartären Talbildungsperiode an; anderseits sind die vielen kleinen Trockentälchen des Schweizer Tafeljura wohl nichts anderes als die Betten eiszeitlicher Schmelzwässer. Hingegen haben die zahlreichen kurzen, heute trocknen Erosionsformen der Plateaugebiete ihr Wasser durch Senkung des Grund- oder Karstwasserniveaus verloren. Indem der Hauptfluß, namentlich dann, wenn er an eine impermeable Schicht gelangt war, kräftig einschnitt und sein Bett rasch vertiefte, konnten die schwächeren Bäche ihm in der Erosionsleistung nicht nachfolgen, da in der ganzen Umgebung das Grundwasserniveau gesunken war und die kleinen Nebenflüsse über dieses zu liegen kamen; sie mußten sodann auf ihrer permeablen Unterlage versiegen. Dieser Vorgang wurde noch dadurch in namhafter Weise begünstigt, daß infolge nachträglicher Hebungsvorgänge die Erosion des Hauptflusses eine namhafte Beschleunigung erfuhr. Dies war u. a. im Doubsgebiet der Fall. Der Doubs hat sich in die gehobene Scholle der Freiberge ein tiefes Bett gegraben, während seine einstigen Nebenflüsse auf dem Plateau versiegten. In anderen Fällen sind die Trockentäler ein Ergebnis von Flußverlegungen, die im Laufe der talgeschichtlichen Entwicklung vorkamen. Dies gilt von der Trockentalung zwischen Furans und Albarine und von dem Trockental bei Touillon, die an den betreffenden Stellen bereits besprochen wurden.

Allgemein aber muß der Wasserreichtum der Juraoberfläche abgenommen haben durch die allmähliche Vernichtung ihrer tertiären Decke und der isoliert abgelagerten quartären Bildungen. Konnten die Flüsse einstmals durch das Tertiär bis in die Kalkunterlage sich einschneiden, so finden wir sie auch noch in den so festgelegten Tälern erhalten, so lange nur der Flußspiegel sich unter dem oberen Karstwasserniveau hielt. Waren es aber nur schwache Rinnsale, deren Betten an die tertiäre Decke gebunden waren, so sind mit dieser auch ihre Gewässer verschwunden. Die Verkarstung des Landes ist also so alt als die Entblößung der Kalkschichten von der tertiären Decke, und da diese auch nicht überall ursprünglich vorhanden war, so fällt allgemein gesprochen der Beginn der Verkarstung mit der ersten Hebung des Gebirges zusammen und dieser Prozeß erfuhr durch die nochmalige Hebung des Gebirges eine Neubelebung. Dort, wo ausgedehnte Kalkflächen die Oberfläche bildeten, also in den zentralen und nördlichen Plateaugebieten, konnte die Verkarstung ungehindert Fortschritte machen; die Ausreifung des


[1]) Renauld, Le Jura souterrain (Ann. Club alp. franç., 1896, S. 156).

ursprünglichen Reliefs wird durch die Permeabilität des Bodens gehindert. Anderseits aber wird der Verkarstung durch Erschließung der impermeablen Oxford- und Liasschichten im Verlauf subsequenter Erosion entgegengearbeitet; dies ist namentlich in den älteren, stark eingeebneten südlichen Plateaugebieten, teilweise auch schon in den jugendlicheren Ketten des Ostens der Fall. So wird im Jura durch die Wechsellagerung permeabler und impermeabler Schichten **Alter und Form der tektonischen Erscheinungen maßgebend für die Intensität der Ausbildung des Karstphänomens**, wenn auch seine Einzelformen wie überall von der Struktur des Kalkbodens unabhängig sind.

Druck von Justus Perthes in Gotha.



C. Sch.
GOTHA: JUSTUS PERTHES
1905.



GOTHA: JUSTUS PERTHES
1905.

Über

Gebirgsbau und Boden

des

südlichen Mittelamerika.

Von

Karl Sapper.

Mit 2 Karten und 2 Profiltafeln.

(ERGÄNZUNGSHEFT No. 151 ZU »PETERMANNS MITTEILUNGEN«.)

GOTHA: JUSTUS PERTHES.

1905.

Vorwort.

In vorliegender Arbeit gebe ich meine in den Jahren 1895—1900 in Honduras und den übrigen Ländern des südlichen Mittelamerika gemachten geologischen Beobachtungen bekannt. Ich habe versucht, aus der Summe meiner eigenen und der mir zugänglichen fremden Beobachtungen ein einheitliches Bild unseres geologischen Wissens über das südliche Mittelamerika zu entwerfen und damit meine frühere Arbeit über den Bau des nördlichen Mittelamerika (Erg.-H. Nr. 127 von Pet. Mitt.) zu ergänzen. Es hat sich im Verlauf der Ausarbeitung gezeigt, daß einmal das Material für das südliche Mittelamerika wesentlich dürftiger und uneinheitlicher ist, als für das nördliche Mittelamerika, und anderseits, daß auch der Gebirgsbau im Süden teils verwickelter, teils verhüllter ist, als im Norden, so daß ich auf eine ausgeführte geologische Karte verzichten mußte und nur auf kürzere Strecken Flächenkolorit anwenden konnte, während ich mich im übrigen auf die kartographische Fixierung der Profile beschränken mußte. So ist denn diese Arbeit in der Hauptsache eine Materialansammlung geworden. Ich habe freilich versucht, die Schlüsse zu ziehen, die aus diesem Material mit einiger Sicherheit gezogen werden können; ich habe aber darauf verzichtet, mich eingehender mit der Darstellung der geologischen Geschichte des Gebiets zu befassen, da dann vielfach Vermutungen an Stelle von beobachteten Tatsachen hätten treten müssen.

Auf Wiedergabe einer besonderen Höhenschichtenkarte habe ich verzichtet, da der größere Teil des Gebiets von mir schon früher (in der Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde zu Berlin 1902, Taf. 2) bereits dargestellt war und für die südlicher gelegenen Länder mein eigenes Beobachtungsmaterial ziemlich beschränkt war. Auf Beigabe von Höhenlisten habe ich verzichtet, dafür aber durch Einschreibung der Höhenzahlen in den Profilen einen Ersatz zu geben versucht. Immerhin sind auch auf der geologischen Karte des südlichen Mittelamerika (Taf. 1) Höhenkurven eingezeichnet worden, um die allgemeinen Höhenverhältnisse wenigstens einigermaßen anzudeuten; es sei aber hier auf das Unsichere derjenigen Kurven besonders aufmerksam gemacht, die fernab von meinen Itinerarlinien liegen.

Wie bei früheren Gelegenheiten habe ich auch diesmal mich wieder der liebenswürdigen Unterstützung meines hochverehrten Lehrers, Geheimrats K. A. v. Zittel (†), und meines treuen Freundes, Prof. Dr. A. Bergeat, zu erfreuen gehabt. Ich schulde ihnen den wärmsten Dank, schulde ebenso meinem Bruder Richard Sapper in Coban, der mir

stets für meine Reisen zuverlässige Träger verschaffte und mir zur Ausarbeitung der gewonnenen Ergebnisse sein gastliches Haus öffnete. Vielfache Förderung habe ich auch während meiner Reisen selbst von verschiedenster Seite erfahren; besonders seien hier genannt die Herren Dr. Bruno Mierisch in Nicaragua und Prof. H. Pittier in Costarica, die mich auf einzelnen Reisen begleiteten und mich dadurch teilnehmen ließen an ihren reichen Erfahrungen und ihrem großen geologischen Wissen.

Zahlreiche mikroskopische Bestimmungen hondureñischer Gesteinsproben verdanke ich Herrn Dr. A. v. Napolski, der die Untersuchung unter der Aufsicht des Herrn Geheimrats Zirkel in Leipzig ausgeführt hat. Weitere petrographische Untersuchungen hat Herr Dr. Klautzsch gütigst übernommen, während Herr Dr. J. Böhm die Bestimmung der hondureñischen Kreideversteinerungen in Angriff genommen hat.

Tübingen, im August 1904.

Karl Sapper.

Inhaltsverzeichnis.

Karten.

I. Beschreibung einiger geologischer Profile.

a) Selbstbegangene Profile.

I. Honduras[1]).

1. Caparjá — Santa Rosa — Villa nueva (1898).

In der Nähe des Weilers Carparjá betrat ich auf jungeruptiven Gesteinen das hondureñische Gebiet und bemerkte, daß diese Gesteine sich ostwärts bis über das Dorf Santa Rita hinaus erstrecken. Eine Gesteinsprobe vom Weiler Llano grande hat A. Bergeat untersucht und als Glimmerandesit bestimmt. Die jungeruptiven Gesteine treten aber in verschiedenen Varietäten auf; an manchen Stellen sind sie durch schöne Fluidalstruktur ausgezeichnet; häufig bemerkt man auch Breccien, welche aus Bruchstücken der jungen Eruptivgesteine zusammengesetzt sind.

Bei dem Weiler Quebracho und an einigen anderen Punkten des Weges, östlich davon, stehen Kalkbreccien und -konglomerate, sowie zuckerförmige Dolomite mit Kalkspatadern an. Da ich früher in geringer Entfernung von hier in der Nähe des Dorfes Copan Rudisten im Kalkstein gefunden habe, so ist es sehr wahrscheinlich, daß diese Kalke und Dolomite der oberen Kreide angehören.

Bald nach Santa Rita beginnt ein System von Konglomeraten, Sandsteinen und roten Mergeln. Ihre Schichtung ist oft nicht deutlich, weshalb auch die Streich- und Fallrichtung nur selten festgestellt werden kann. In den Konglomeraten finden sich Quarzgeschiebe von verschiedener Größe des Korns, zuweilen gemischt mit Kalksteinknollen, durch rotes toniges und kieseliges Bindemittel verbunden.

Diese Formation bildet den größten Teil der Sierra de Merendon; doch nehmen auch Urgesteine an der Zusammensetzung derselben teil: so führt der Rio Picócla in der Nähe von La Libertad zahlreiche Gerölle von Granit, Glimmersyenit und Gneis, welch letzterer nach Bergeats Angabe reich an Magnetkies ist; an manchen Stellen findet man auch große Blöcke dieser Gesteine am Wege, so daß man annehmen muß, daß sie an diesen Stellen anstehen. Auf dem Südhang des Merendongebirges nahe S. Agustin steht auch ein stellenweise sehr stark verwittertes Gestein an, das Bergeat als Calcit führenden Amphibolschiefer bestimmt hat.

Zwischen S. Agustin und Oromilaca stehen mehrfach jungeruptive Gesteine (Rhyolite) an, daneben aber auch Mergel, Sandsteine und Konglomerate, in welch letzteren beim Bach Urlo nahe Oromilaca häufig Kalksteinknollen von ansehnlicher Größe miteingeschlossen sind. Jenseit Oromilaca dehnt sich ein ansehnliches Gebiet junger Eruptivgesteine aus, unter welchen Rhyolite mit ihren Tuffen die bedeutendste Rolle spielen; bei Las Crucitas kommen auch Glimmerandesite vor, und das Gestein von El Carrizal dürfte vielleicht ein Dacit sein. Die Umgebung von Santa Rosa zeigt nur Rhyolite, südlich davon aber auf

[1]) Vgl. die Profile Nr. 24 und 25 des Erg-H. Nr. 127, S. 59 ff.



der anderen Seite des Rio Higuito hat Herr List wieder Mergel beobachtet; auch die Flüsse Maipuca und El Zapote führen neben Geröllen jungeruptiver Gesteine noch Geschiebe von Quarzkonglomeraten, Quarziten und roten Mergeln, wodurch bewiesen wird, daß ihr Oberlauf jedenfalls noch in das Gebiet jener Gesteine hineinreicht. Jenseit des Rio del Zapote bemerkt man Mergel und Konglomerate wieder anstehend; in letzteren befinden sich neben gerundeten Quarzstückchen zahlreiche Kalksteinknollen. An einer Stelle bemerkt man aber auch zersetzten Hornblendeandesit in zahlreichen Stücken am Wege, was auf einen hier anstehenden Gang dieses Gesteins schließen läßt, und bei Quilua steht etwas zersetzter Basalt(?) an. Sonst herrschen aber Mergel und Konglomerate nunmehr vor, das Streichen und Fallen wechselt jedoch sehr häufig; beim Dorf Queseilica notierte ich Str. = N 15° E, F. = 15° E. Zwischen Queseilica und S. José passiert man einen Gang zersetzten jungeruptiven Gesteins, zwischen S. José und Naranjitos erst einen Basalt-, dann einen Trachyt(?)-Gang in der Nähe eines Baches; sonst aber herrschen Mergel und Konglomerate, Sandsteine und etwas Quarzit vor. In der Nähe von Naranjitos beginnen wieder Eruptivgesteine, und zwar vorerst Porphyr, dann Rhyolit. Beim Abstieg von Naranjitos zum Rio de S. Juan stehen junge Eruptivgesteine an (Basaltmandelsteine). Davor streichen rote Mergel und Sandsteine aus (Str. = N 65° W, F. = 40° NNE); es folgen wieder Sandsteine, Konglomerate und Mergel (Str. = N 65° W, F. = 65° SSW) und abermals ein schmaler Gang junger Eruptivgesteine. Dann aber herrschen für eine weite Strecke Sedimentärgesteine, welche aus Mergeln, Sandsteinen, Quarzkonglomeraten mit dazwischen gelagerten Kalksteinen und Kalkkonglomeraten bestehen. In den Kalksteinen bemerkt man unbestimmbare Versteinerungsreste.

Den Rio de S. Juan begleitet eine sehr schmale Alluvialebene; beim Dorfe S. Juan bemerkt man Blöcke von Kalksteinen und Quarzkonglomeraten und trifft beim Anstieg nach Pompóa diese Gesteine nebst Mergeln und Sandsteinen anstehend an, überschreitet aber auch einen schmalen Trachytgang. Bei dem Weiler Pompóa streichen die Mergel und Konglomerate N 85° E und fallen 40° N; später beobachtet man Str. = N 25° E, F. = 30° WNW, dann Str. = N 15° W, F. = 45° W und Str. = N 5° E, F. = 40° W. Bei der Paßhöhe sieht man Kalkbänke mit rötlichen Sandsteinen und Quarzkonglomeraten, die beinahe horizontal lagern, und bemerkt, daß die zur Linken aufragenden Berge sich aus ebenfalls fast horizontalen Kalksteinbänken aufbauen. Es ruht hier also ein mehrere hundert Meter mächtiges Kalksteinsystem (scheinbar konkordant) auf den Mergeln und Sandsteinen, und zwischen letzteren treten wiederum einzelne Kalksteinbänke auf.

Beim Abstieg zum Atimafluß überwiegen Quarzkonglomerate, ebenso am Wege von Atima nach dem Weiler Agua blanca. Die Berge im S sind von Kalkstein gekrönt, und ebenso erblickt man im N nahe Kalkberge, deren Gesteinsschichten mäßig nach O hin einfallen, während die Mergel und Quarzkonglomerate im Tale (2 km vor Agua blanca) N 55° E streichen und 50° NW einfallen. 1/2 km vor Agua blanca findet man auch am Wege etwas Kalkstein anstehend. Sonst aber herrschen Mergel und Konglomerate in dem Durchgangstal von Agua blanca ausschließlich (1/2 km östlich von dem genannten Weiler notierte ich Str. = N 70° E, F. = 50° N). 2 km östlich von Agua blanca überschreitet man ein Flüßchen, das aus S kommt und nur Gerölle von Kalksteinen, Konglomeraten und Mergeln führt (keine Eruptivgesteine). Es steht hier etwas Kalkstein an (Str. = N 70° E, F. = 15° N). Die Berge im N bestehen aus Kalkstein.

Jenseit La Crucita überschreitet man zwei Kalksteinstreifen; es handelt sich hier offenbar um ziemlich mächtige Kalkbänke, welche mit den Konglomeraten und Mergeln wechsellagern. Sie zeigen 2½ km vor Selilá Str. = N 85° E, F. = 30° N; bald darauf sieht man Mergel N 75° E streichen und 30° N einfallen. Es folgt aber sofort wieder eine ganz

verschiedene Streichrichtung: N 5° W (F. = 50° E). Hierauf beobachtet man wieder Str. = N 75° W, F. = 15° N und am Rio Selilá Str. = N 65° E, F. = 25° N. Im allgemeinen herrscht nördliches Einfallen in dieser ganzen Gegend vor.

Kurz vor dem Weiler El Portillo steht wieder junges Eruptivgestein (zersetzter Basalt) an, das den steilen Berghang nach dem Rio Jicatuyo hin bildet; bei Tuleapa bemerkt man darin zahlreiche durch Gips ausgefüllte Spalten. Kurz vor dem Weiler Jicatuyoncito bemerkt man Quarz in ziemlich großer Ausdehnung, dann am Flusse selbst Mergel, Sandsteine und Konglomerate anstehend. Gleich darauf folgen aber wieder Rhyolite, zum Teil bedeckt von ihren Tuffen; vielfach beobachtet man sehr schöne Fluidalstruktur. In der Nähe des Weilers Las Lajas tritt Basalt an die Stelle der Rhyolite; dann überschreitet man ein schmales Band von Kalkkonglomeraten, hierauf wiederum jungeruptive Gesteine und erreicht bei Las Vegas ein breites Band von Kalkkonglomeraten (Str. = N 75° W, F. = 30° N). Es folgt nochmals ein jungeruptiver Gesteinsgang (Rhyolit?) und abermals Kalkkonglomerate, welche bei Ilama zuweilen Bänkchen von Kalkmergeln einschließen (Str. = N 85° E, F. = 50° N) mit einigen schlecht erhaltenen Versteinerungen. In der Nähe von Ilama hat Dr. Fritzgaertner ziemlich ausgedehnte Gipslager beobachtet.

Bald nach Ilama bemerkt man einen schmalen Gang jungeruptiver Gesteine und bei einem kleinen Bächlein nochmals Kalk (Str. = N 35° E, F. = 60° ESE). In der Folge herrschen junge Eruptivgesteine vor, und erst jenseit Chinda findet man wieder Kalkstein mit schlecht erhaltenen Versteinerungen anstehend. Kurz vor dem Weiler Las Lomitas beobachtet man noch etwas Quarzkonglomerate, dann wieder Rhyolit, bei El Cacao Basalt. Wieder folgt Rhyolit, dann jenseit El Cerron Kalkstein mit schlecht erhaltenen Austern und Steinkernen von großen Monovalven (Str. = N 65° W, F. = 50° SW). Es stehen dann (mit Ausnahme eines wenig ausgedehnten Kalkvorkommens bei Monte alegre) jungeruptive Gesteine bis Villa nueva hin an, wo sie unter der Alluvialdecke der Ebene von Sula verschwinden.

2. S. Pedro Sula — Comayagua — Aceituno (1898).

Für die Profilstrecke Puerto Cortez — S. Pedro Sula verweise ich auf meine Besprechung im Erg.-H. Nr. 127 zu Pet. Mitt.

Wenn man von S. Pedro Sula nach Yojoa wandert, so bleibt man stets in der Ebene von Sula, welche vorzugsweise von alluvialen Ablagerungen gebildet ist. Da man aber gewöhnlich in der Nähe des Gebirgssaumes bleibt, so hat man doch auf manchen Strecken Gelegenheit, anstehendes Gestein zu beobachten: bei Chamelecon sieht man vielfach kristallinische Schiefer anstehen; da und dort bemerkt man auch Granitgerölle am Wege, und es scheint mir wahrscheinlich, daß dieses Gestein an den betreffenden Stellen anstehe.

Südlich von El Bálsamo steht Kalkstein an, häufig in kristallinischer Ausbildung, ebenso südlich von Pimienta bis über Potrerillos hinaus.

Jenseit Potrerillos erreicht man ein bedeutendes Basaltgebiet und bemerkt, daß der Basalt hier deckenartig die ganze Gegend östlich und nordöstlich vom Yojoasee überflutet hat. Übrigens führt der Caracolbach neben zahlreichen Basaltgeröllen auch viele Geschiebe von Kalkkonglomerat, woraus zu ersehen ist, daß Kalkkonglomerat in dem westlichen Gebirge in nicht allzu großer Entfernung vom Wege anstehen muß.

Erst bei El Rosario trifft man wieder Kalkstein am Wege anstehend, sodann Konglomerate, rote Mergel und Sandsteine (Str. = N 5° W, F. = 20° E, später Str. = N 55° W, F. = 20° SSW, bei Las Lajitas Str. = N 25° W, F. = 20° ENE). Der Bach von Las Lajitas führt Gerölle von Konglomeraten, Sandsteinen, Mergeln und jungen Eruptivgesteinen. Südlich vom Bache stehen rote Mergel mit südlichem Einfallen (20°) an. Bei El Portillo

bemerkt man auch etwas Kalkstein (Str. = N 70° E, F. = 40° S). Bei El Jicarito zeigen die roten Mergel Str. = N 50° W, F. = 45° SW. In halber Höhe zwischen Jicarito und dem Maraguafluß sind zwischen die Mergel Konglomerate von Quarz- und Kalkrollsteinen eingeschaltet.

Südlich vom Maraguafluß findet man jungeruptive Gesteine, darauf etwas Mergel und wieder jungeruptives Gestein (Rhyolit), jenseit der Paßhöhe rote Sandsteine (Str. = N 65° E, F. = 45° SSE, hierauf Str. = N 35° W, F. = 45° ENE), Mergel und Konglomerate, welche neben Quarzgeröllen auch Kalksteinknollen eingeschlossen enthalten.

Der Meambarfluß führt Gerölle von roten Mergeln, Sandsteinen, Quarzkonglomeraten, Kalkstein und jungeruptiven Gesteinen. Südlich vom Flusse stehen zunächst noch rote Mergel an (Str. = N 90° W, F. = 45° S), dann aber folgt ein graues toniges Gestein, das keinerlei Schichtung zeigt und wohl einem gänzlich zersetzten Eruptivgestein angehört. Später bemerkt man wieder rote Mergel (Str. = N 65° W, F. = 15° SSW) und gelbe Sandsteine (Str. = N 5° W, F. = 20° W), bei S. Benito aber wieder junge Eruptivgesteine. Das Flüßchen von S. Benito führt Gerölle von jungeruptiven Gesteinen, von Mergeln, Sandsteinen, Quarzkonglomeraten und Kalkstein; rote Mergel stehen hier an. Auf dem Wege nach El Carrizal folgen jungeruptive Gesteine, dann rote und gelbe Sandsteine (Str. = N 65° E, F. = 28° NNW, später Str. = N 80° E, F. = 30° N) und wiederum junge Eruptivgesteine. In der Nähe der Paßhöhe treten wieder Konglomerate, Sandsteine und Mergel auf (Str. = N 60° W, F. = 50° SSW); die Mergel enthalten etliche Kalkbänke mit versteinerten Schnecken. Es folgt abermals ein Streifen jungeruptiver Gesteine, hierauf Sandsteine (Str. = N 25° W, F. = 45° ENE), Mergel und Konglomerate, nochmals Rhyolit, dann Kalk und Mergel (Str. = N 65° W, F. = 50° SSW). Später bemerkt man in grauen kalkigen Mergeln (Str. = N 55° W, F. = 50° SSW) zahlreiche zum Teil wohlerhaltene (Kreide-)Versteinerungen[1]), darunter hübsche Seeigel[2]) (hauptsächlich an einer Stelle des Weges, die 580 m über dem Meere liegt). Bei dem Flüßchen stehen Mergel an (Str. = N 85° E, F. = 50° S); die Gerölle bestehen aus Mergeln, Sandsteinen, Konglomeraten und Kalkstein. Man überschreitet bald darauf einen zweiten Bach und findet Sandsteine, Konglomerate und Mergel anstehend (Str. = N 85° E, F. = 70° S). Hierauf folgen wieder jungeruptive Gesteine (bei Las Cuevas Basalt).

Der Rio Guare führt Gerölle von jungeruptiven Gesteinen (namentlich Rhyolit), von Quarzkonglomeraten, Sandsteinen, roten Mergeln, Tonschiefern, Kalkstein und Quarzit. Südlich vom Rio Guare stehen Rhyolite an, an einigen Stellen auch Kalkstein mit Spuren von Versteinerungen und mit Hornsteinknollen. Es folgt ein Streifen von Sandsteinen, Schiefern, Konglomeraten, Mergeln und Kalk, dann Rhyolit und nochmals Konglomerate, Mergel, Tonschiefer und Sandsteine bis Sabana larga; darauf scheinen jungeruptive Gesteine anzustehen, verschwinden aber bald unter den Alluvialablagerungen des Rio Humuya.

Südlich vom Rio Humuya stehen rote Mergel und Konglomerate an (Str. z. B. = N 15° E, F. = 45° W). Das Flüßchen bei Cacauapa führt Gerölle von Glimmerschiefern, Phyllit, Quarz und Quarzkonglomeraten. Südlich von Cacauapa steht etwas Kalkstein an (Str. = N 15° E, F. = 90°), dann folgt Phyllit, erst westlich, dann flach bis mäßig nördlich, hierauf wieder westlich oder südlich einfallend bei starker Fältelung. Bevor man die Paßhöhe erreicht, passiert man einen schmalen Streifen anstehender Quarzkonglomerate, Mergel, Sandsteine und Kalke, unmittelbar bei der Paßhöhe abermals etwas Kalk und jenseit der-

[1]) Nach der freundlichen Bestimmung von Dr. Joh. Böhm: Lima wacoensis F. Röm., Protocardia cuevasensis n. sp., Protocardia ventrosa n. sp., Arca elongatior n. sp.

[2]) Nach der freundlichen Bestimmung von P. de Loriol (Notes pour servir á l'étude des Échinodermes, II sér., fasc. II, Bale et Genève, Berlin 1904): Enallaster Sapperi sp. n., Enallaster texanus Römer, Epiaster cuevasensis sp. n., Pseudosalenia cuevasensis sp. n.

selben nochmals ein etwas breiteres Band von Konglomeraten, Sandsteinen und Mergeln. Die Phyllite zeigen am Südhang des Bergzugs sehr wechselndes Streichen und Fallen: bei der Paßhöhe Str. = N 15° E, F. = 70° W; hierauf fallen sie östlich, dann ziemlich flach nördlich, später stehen sie seiger bei nordsüdlichem Streichen; hierauf bemerkt man Str. = N 40° E, F. = 20° NW, dann wieder senkrechte Schichtenstellung bei nordsüdlicher Streichrichtung.

Es folgt dann vor El Potrero anstehender Kalkstein, in welchem man unbestimmbare Brachiopodendurchschnitte bemerkt. Nachher beobachtet man Gerölle von Quarz, Phyllit, Kalkstein und Quarzkonglomeraten am Wege und in einem kleinen Flüßchen; jenseit desselben steht wieder Kalkstein an mit schlecht erhaltenen Seeigeln[1]) und anderen Versteinerungen[2]). Es folgen Sandsteine und Quarzkonglomerate (Str. = N 65° E, F. = 45° NNW), dann Tonschiefer (Str. = N 85° W, F. = 90°) und Kalkstein mit Seeigeln), darauf quarzitähnliche Sandsteine und Kalk (Str. = N 75° E, F. = 70° N). Das Flüßchen bei Comayagua führt Gerölle von roten und blauen Tonschiefern, Quarzkonglomeraten, Quarzit, Kalkstein, jungeruptiven Gesteinen und Granit.

Man betritt nun die langgestreckte Alluvialebene des Valle de Comayagua und bemerkt, daß die Gerölle meist jungen Eruptivgesteinen (vorzüglich Rhyoliten) angehören; seltener sind Gerölle von Quarzkonglomeraten, Sandsteinen, Mergeln und Kalksteinen.

Bei Lamaní erreicht man das ausgedehnte Gebiet junger Eruptivgesteine, welches fast das ganze südwestliche Honduras einnimmt und vorzugsweise sich aus Rhyoliten zusammensetzt. Bergeat hat Proben von Rancho chiquito, Guapinolapa, Aguancaterique, Barancaray und Guascoran als Rhyolite bestimmt, als Basalte Proben von Rancho chiquito, Barancaray, Guascoran und Aceituno, als Trachyte Proben aus der Gegend von Aguancaterique und Barancaray. Obsidian findet man bei Guascoran, sehr schöne große Sphärulithen bei Las Lajas nahe Guascoran.

Die Alluvialebene auf der pazifischen Seite ist ziemlich schmal. Zwischen S. Pedro und Aceituno findet man zahlreiche Chalzedonknollen und Quarze. In der Nähe von hier wird (in El Gobernador) goldhaltiger Quarz technisch ausgebeutet.

3. Yojoa—Marcala—Nacaome (1898).

Von Yojoa ab über Dos Caminos nach dem See von Yojoa steht überall jungeruptives Gestein (Basalt) an. Die östlichen Gestade des Sees sind vielfach sumpfig. Die bedeutenden Berge im W des Sees bestehen aus Kalkstein, und an seinen westlichen Ufern sieht man häufig nackte Kalkfelsen emporragen. Am Südwestufer bei Las Canoas stehen Rhyolite und Konglomerate von Rhyoliten an; darauf bemerkt man etwas Kalkstein und Quarzit, dann abermals Rhyolit bei Pedernales. 1½ km südlich von Pedernales passiert man einen starken Bach, der neben jungen Eruptivgesteinen auch Gerölle von Quarzkonglomeraten und Kalksteinen führt. Man kommt dann durch ein breites Trockental, auf dessen Talboden ich nicht Anstehendes, aber viele Kieselgerölle und Feuersteinstückchen bemerkte. Die das Tal begrenzenden Berge bestehen aus Kalkstein.

In der Nähe des Weilers Laguna de casas steht etwas Quarzkonglomerat an; die Berge im S bestehen aus Kalkstein. Es folgt ein schmaler Eruptivgang und wieder grobe Quarzkonglomerate, dann Kalk mit undeutlichen Versteinerungsspuren, Quarzkonglomerat und wieder Kalkstein (Str. = N 75° W, F. = 50° S, bei der Paßhöhe Str. = N 5° W,

---

[1]) Nach P. de Loriol (a. a. O.): Enallaster Böhmi sp. n., Enallaster texanus Römer, Diplopodia Taffi Cragin., Cidaris Cragini sp. n.

[2]) Nach Joh. Böhm: Cardium esquiasense sp. n., Janira aequicostata d'Orb., Isocardia Sapperi sp. n.

F. = 35° W, dann Str. = N 90° W, F. = 40° S). Man überschreitet nun einen Gang sehr stark zersetzten jungen Eruptivgesteins und trifft dann wieder grobe Quarzkonglomerate, hierauf Kalksteine mit Austern. Am Rio Jaidique, dem Abfluß des nahen Yojoasees, bemerkt man nochmals Quarzkonglomerate anstehend; ein hier in den Jaidiquefluß einmündender, von S kommender Bach enthält außer jungeruptiven Gesteinsstücken auch Gerölle von Kalkstein und rotem hartem Sandstein. Die Sandsteine, Mergel und Konglomerate verschwinden nun für eine lange Strecke unter einer mehrere hundert Meter mächtigen Decke jungeruptiver Gesteine (Rhyolite mit ihren Tuffen) und kommen nur in dem tief eingerissenen Tale des Rio Ulua nochmals zum Vorschein; an letzterem Orte findet man Kalkbänke zwischen den Mergeln eingeschaltet; das Streichen der Schichten ist sehr wechselnd, das Einfallen flach oder mäßig. Südlich von Ulua erreicht man das große Gebiet jungeruptiver Gesteine (meist Rhyolite), welches das südwestliche Honduras einnimmt; jungeruptive Gesteine beobachtet man nunmehr auf dem ganzen Wege über Marcala bis nach Aramecina und Nacaome; da und dort sind sie aber von alluvialen Ablagerungen, an vielen Stellen auch von Tuffen überdeckt. Die größten Alluvialablagerungen finden sich in dem ausgedehnten Valle de Otoro. Bei Concepcion del Oriente fand ich ein älteres grünes Eruptivgestein (Diorit oder Syenit?) in geringer Ausdehnung anstehend.

4. Nacaome—Jimilla—Trujillo (1898).

In der Nähe von Nacaome findet man zum Teil diluviale und alluviale Ablagerungen; dieselben haben aber keine bedeutende Mächtigkeit, so daß an den Ufern des Rio Moramulca an vielen Stellen das anstehende jungeruptive Gestein zutage tritt. An der Stelle, wo ein warmer Bach in den erwähnten Fluß mündet, steht Quarzit (Gangquarz?) an. Sonst aber herrschen junge Eruptivgesteine bis zum Valle von Tegucigalpa durchaus vor. Meist sind es Rhyolite; Basalte erreichen dagegen auf der Höhe des Cerro de Hule eine bedeutende Entwicklung. Bei La Trinidad bemerkt man mehrmals Flint- und Quarzgerölle sowie anstehenden Quarzit. Bei Sabana grande stehen nach T. H. Legget auch Tonschiefer an; ich habe dieselben aber am Wege nicht bemerkt.

Im Valle von Tegucigalpa findet man tuffartige diluviale Ablagerungen mit beigemischten vulkanischen Auswürflingen in ansehnlicher Mächtigkeit vor (stellenweise über 50 m). Tegucigalpa selbst steht auf roten Mergeln und tonigen Sandsteinen, welche hier ziemlich mächtig sein müssen, da nach Dr. Fritzgaertner gelegentlich einer Bohrung auch in 800 Fuß Tiefe noch kein anderes Gestein getroffen wurde. Am Nordrand der Stadt steht aber bereits wieder Rhyolit an. In der Nähe von Rio abajo beginnen dann flachgeneigte, oft fast horizontale silexreiche Schichten, die ich bei der vorgerückten Abendstunde aber leider nicht untersuchen konnte. Ich bin deshalb nicht sicher, ob diese Gesteine wirklich zu der »Tegucigalpa-Formation« Fritzgaertners gehören. Bald treten wieder jungeruptive Gesteine auf, welche oft mit mächtigen, ganz oder beinahe horizontalen Tuffschichten überdeckt sind. Diese Tuffe (Talpetate im Volksmund genannt) bilden in der Nähe der Talrisse oft hohe, fast senkrechte Wände, in welchen die härteren Schichten leistenartig vorspringen.

Der kleine linksseitige Zufluß des Rio grande, welcher, von N kommend, in der Nähe der Brücke in den Hauptfluß mündet, führt außer jungeruptiven Gesteinen auch Gerölle von Quarzkonglomeraten; dasselbe gilt von dem Bache bei El Carrizal. Aber erst in der Nähe von Jalaca stehen Konglomerate an (welche neben Quarzgeröllen auch Kalksteinknollen enthalten), sodann Kalksteine, rote Sandsteine und Mergel (Str. = N 55° W, F. = 35° NNE, bei Jalaca Kalkstein Str. = N 85° W, F. = 60° S, dann Str. = N 45° W,

F. = 20° SW). Es folgen wieder jungeruptive Gesteine mit ihren Tuffen, dann alluviale Ablagerungen des Rio Talanguita mit viel Sand und Quarzkonglomerat-Geröllen, zuweilen auch Glimmerschiefer-Fragmenten. Es folgen abermals jungeruptive Gesteine, an deren Stelle bei El Tigre und Las Trozas Quarzkonglomerate treten, vor Cedros auch Kalksteine (Str. = N 75° E, F. = 60° S). Auch bei Cedros selbst beobachtet man blaue Kalksteine in geringer Ausdehnung; darauf folgen wiederum jungeruptive Gesteine (Rhyolite) mit ziemlich mächtigen Tuffen, welche neben Geröllen des Muttergesteins auch solche von Quarz und Quarzkonglomeraten einschließen.

Der Fluß des Valle von Cedros führt sehr viel Glimmerschiefer- und Phyllitgerölle, und in den trocknen Bachrissen bei El Terrero und La Cañada herrschen Gerölle dieser Gesteine ganz ausschließlich; ich nehme an, daß diese Gesteine nicht nur den benachbarten Berghang bilden, sondern auch unter der Alluvialdecke der Talebene anstehen.

Sobald man an dem nördlichen Bergzug anzusteigen beginnt, findet man kristallinische Schiefer anstehend (Str. = N 55° W, F. = 40° SSW, später Str. = N 70° W, F. = 40° S). Es folgen dann Kalksteine, silexreiche Schiefer, Quarzit und schließlich wieder Phyllite. Das Streichen ist meist nahezu ostwestlich, das Einfallen nördlich, zuweilen senkrecht.

Bei El Rodeo stehen Quarzkonglomerate und Schiefer an (Str. = N 55° E, F. = 45° SSE, später Str. = N 65° E, F. = 80° SSE), hierauf Kalksteine, beim Rio Siale auch etwas Quarzkonglomerat. Der genannte Fluß führt aber auch u. a. Gerölle von Phyllit und Glimmerschiefer sowie einem grünen älteren Eruptivgestein. Wieder folgt nun Kalkstein (Str. z. B. = N 80° W, F. = 35° N) bis zum Rio Mirilaco. Später decken Alluvionen des Sulacoflusses das Anstehende zu.

4 km hinter Sulaco beginnen wieder Kalksteine und Kalkkonglomerate, welche nebst Mergeln, Quarzkonglomeraten und Sandsteinen bis zum Valle de Yoro herrschen, wo alluviale Ablagerungen vielfach das Anstehende verdecken; da und dort treten auch Gänge eines grünen porphyrischen Eruptivgesteins oder (bei S. Juan) von Granit zutage.

Nahe El Rodeo steht ein zersetztes junges Eruptivgestein an, dann folgen Glimmerschiefer und Phyllite, welche auf einigen Strecken von quartären Ablagerungen überdeckt worden sind. 5½ km nördlich von El Rodeo beobachtet man auch etwas Quarzkonglomerat. Vor dem Konglomeratstreifen zeigten die Glimmerschiefer Str. = N 45° W, F. = 55° SW, dann Str. = N 55° W, F. = 90°, sowie Str. = N 35° W, F. = 30° WSW; nach dem Konglomeratband notierte ich Str. = N 15° W, F. = N 45° W und Str. = N 5° W, F. = 70° W, in der Nähe des Flusses von Jimilla Str. = N 45° W, F. = 90°, dann Str. = N 30° W, F. = 90°, Str. = 45° W, F. = 90° und Str. = N 60° W, F. = 35° NNE. Der Fluß führt auch Granitgerölle. Nahe El Uraco zeigt der Glimmerschiefer Str. = N 80° E, F. = 90°.

Der Rio de la Vega führt Gerölle von kristallinischen Schiefern, Diorit, Quarzkonglomeraten und roten silexreichen Tonschiefern. Der Rio de la Lima führt neben Diorit auch Granitgeschiebe. Es folgt nun für eine weite Strecke ein verschieden gefärbtes, meist stark zersetztes, porphyrisches Eruptivgestein, das im Valle de Olanchito aber vielfach von Alluvialablagerungen verhüllt ist. Manche Flüsse (Agalteca, S. Marcos) führen auch Gerölle von Diorit. Bei Guataramas steht auch noch ein schmaler Streifen kristallinischer Schiefer an.

Von Juncal ab herrschen (mit Ausnahme eines Streifens jüngerer Eruptivgesteine bei Pires) alte grüne Eruptivgesteine (Hornblendegranit oder Quarzdiorit) bis Trujillo vor, soweit die Alluvialablagerungen sie nicht verhüllen. Auf der Strecke Juncal—Trujillo führen die westlichen Flüsse außer Quarzdioritgeschieben auch Gerölle von dem oben erwähnten porphyrischen Gestein und von Granit, die östlichen außer Diorit auch Glimmerschiefer,

Quarz, Phyllit und Granit, selten (Rio de Cuyamel) auch Quarzkonglomerate. Granit steht an einigen Stellen zwischen Zapote und Campamento an. Der Hügel, auf dem Trujillo steht, ist aus Quarzdiorit gebildet.

5. Tegucigalpa—Culmí—Trujillo (1898).

Rote Mergel und Quarzkonglomerate stehen bei Tegucigalpa an, werden aber bald von Rhyolit unterbrochen; sie treten dann noch zwischen Sabana grande und La Travesia, sowie zwischen letzterem Weiler und dem Dorfe Santa Lucia in schmalen Streifen auf; im übrigen herrschen aber hier jungeruptive Gesteine, meist quarzhaltig (Rhyolit), seltener quarzfrei (zersetzte Trachyte?). Bei Santa Lucia haben sich in den Spalten der letzteren Gesteinsart Silber-, Kupfer-, Zink- und Bleierze abgelagert, welche auf Silber abgebaut werden. Das Silber wird nach dem Kuppelungsverfahren ausgeschmolzen.

1½ km östlich von Santa Lucia beginnen wieder rote Mergel (Str. = N 55° E, F. = 30° NNW, dann fast horizontal, hierauf Str. = N 75° E, F. = 40° N und in Wechsellagerung mit Sandstein bei Quebrada honda Str. = N 55° E, F. = 50° SSW). Es folgen später wieder jungeruptive Gesteine und nach den Alluvialablagerungen von Valle de los Angeles wiederum Konglomerate, Mergel, Tonschiefer, Grauwacken und etwas Kalkstein (letzterer streicht am Wege von Valle de los Angeles nach S. Juancito N 60° W und fällt 60° NNE). In den Tonschiefern bei S. Juancito werden Zikaden der oberen Trias gefunden.

In der Nähe von Valle de los Angeles befinden sich einige kleinere Silbergruben, deren Erz in zwei bei Valle de los Angeles gelegenen Hüttenwerken verarbeitet wird (teils nach einem urwüchsigen Amalgamationsverfahren ausgezogen, teils nach dem Kuppelungsverfahren ausgeschmolzen).

Nahe bei dem Dorfe S. Juancito befinden sich die bedeutenden Bergwerke der New York and Honduras El Rosario Mining Co.[1]). Ein Quarzgang von ½—5 m Dicke, welcher zunächst N 74° 30′ E streicht, in einer Tiefe von 5000 Fuß aber 8°—10° mehr östlich sich wendet und durchschnittlich ein Einfallen von 63° N zeigt, enthält namentlich Silbersulfide mit Silberchloriden und freiem Golde, in den tieferen Regionen des Ganges bemerkt man häufig frische Eisen-, Kupfer-, Blei- und Zinksulfide. Der Gangquarz enthält gelegentlich Tonbänder mit Eisen- und Manganhydroxyden. Seltenere Begleitmineralien sind nach Legget Polybasit, Embolit, Pyromorphit, Wolfenit, Cerussit, Malachit, Azurit, Limonit, Manganit und Pyrolusit. Die Ader zeigt oft schöne Bandstruktur; sie ist die Ausfüllung einer Spalte, welche in wechselnder Breite durch die Mergel- und Tonschieferformation, wie durch die Rhyolitformation durchsetzt, ohne daß sie an der Kontaktstelle irgendwelche auffällige Merkmale zeigen würde. An demjenigen Stollen, welcher 650 Fuß unter dem obersten Stollen eingetrieben ist, fand ich die Kontaktstelle etwa 500 Fuß vom Eingang: die Schiefer sind in der Nähe des Mundloches stark gestört; weiter innerhalb beobachtete ich Str. = N 65° W, F. = 30° NNE, gewöhnlich fallen sie aber viel steiler ein. In der Schieferformation wurden im obersten Stollen 2200 Fuß vom Mundloch entfernt und 1200 Fuß tief unter der Oberfläche des Berges versteinerte (verkohlte) Baumstämme gefunden, welche leider noch nicht bestimmt worden sind.

Der Erzgehalt des Ganges wechselt stark, namentlich in den unteren Regionen, wo eine Strecke desselben sich als taub erwiesen hat. Der Abbau geschieht durch eine Anzahl Stollen von beträchtlicher Länge in einer Vertikaldistanz von 100 bis 150 engl. Fuß; die einzelnen Stollen sind durch Schächte miteinander verbunden. Das Erz wird nur auf Silber und Gold verarbeitet, welche man durch ein Amalgamationsverfahren gewinnt. Das

[1]) Vgl. Thomas H. Legget, Notes on the Rosario Mine at S. Juancito, Honduras (Trans. Am. Inst. Mining Engineers, Buffalo Meeting, Oct. 1888).



Erträgnis beträgt im Mittel 50 Unzen Silber und 1/4 Unze Gold per Tonne des geförderten Materials. Der Wert der im Jahre 1897 ausgeführten goldhaltigen Silberbarren betrug $2\frac{1}{8}$ Mill. Mark (1885: $3\frac{1}{2}$ Mill. Mark).

In der Nähe des Rosariobergwerks gibt es noch eine beträchtliche Anzahl anderer Minen, die aber zurzeit zum größten Teil nicht abgebaut werden.

Bald nach S. Juancito, wo die Schiefer N 55° E streichen und 80° SSE fallen, erreicht man wieder das Gebiet der jungen Eruptivgesteine, die bei S. Juan Cantarranas von den Alluvialablagerungen des Rio Grande überdeckt sind. Bei dem kleinen Hüttenwerk von Guadalupe steht etwas Quarzit an; $1\frac{1}{2}$ km vor Cantarranas auch etwas Kalkstein (mit undeutlichen Versteinerungsspuren).

$2\frac{1}{2}$ km nördlich von Rio Grande beginnen wieder Konglomerate und Mergel nebst etwas Kalkstein und stehen bis zum Dorfe Talanga an. Dieselben Gesteine fand der Ingenieur Carl List auch auf dem Wege von Talanga nach Ranchito. Das Valle von Talanga ist von Alluvialgeröllen bedeckt. Das von S kommende Flüßchen bei Palmira führt Gerölle von Quarz, Quarzkonglomeraten, Tonschiefern und Phylliten. Bei Palmira selbst stehen jungeruptive Gesteine (Rhyolite) an, welche nebst ihren Tuffen eine weite Strecke bedecken. Die Bäche führen aber auch zuweilen Gerölle von Quarzkonglomeraten.

Bald nach Siguateca beobachtet man in geringer Ausdehnung Alluvialablagerungen, dann Quarzkonglomerate, nochmals Rhyolit und hierauf Phyllite, die später mehrfach von Alluvialablagerungen überdeckt sind. Der Rio Guayambre (Guaimaca?) führt hauptsächlich Gerölle von Quarz und Schiefern. Bei Guaimaca stehen gelbe, von Quarzadern durchzogene Tonschiefer an, welche möglicherweise dem paläozoischen Zeitalter zuzuweisen sind (Str. = N 65° E, F. = 25° SSE, später Str. = N 25° E, F. = 55° WNW). Hierauf findet man Phyllite und Glimmerschiefer anstehend. Str. = N 75° W, F. — 40° S, dann Str. = N 90° W, F. = 40° S, Str. = N 85° E, F. = 15° S und Str. = N 60° W, F. = 25° SSW, bei der Paßhöhe Str. = N 45° E, F. = 80° SE, später Str. = N 85° E, F. = 20° S, hierauf Str. = N 55° E, F. = 90°, vor El Campamento aber Str. = N 75° E, F. = 60° N, nach El Campamento Str. = N 50° E, F. = 40° SE, dann Str. = N 40° E, F. = 50° NW, bei Guarumas Str. = N 55° E, F. = 20° NNW, dann Str. = N 45° E, F. = 50° N, Str. = N 55° E, F. = 50° NNW und Str. = N 75° E, F. = 15° S, bei La Lima Str. = N 60° E, F. = 35° SSE. Selten sind Quarzite zwischen die Phyllite eingeschaltet. Östlich von La Lima sieht man auf einer beträchtlichen Strecke nichts Anstehendes; am Rio Guayape fallen die kristallinischen Schiefer nördlich ein. Der Rio Guayape führt Gerölle von kristallinischen Schiefern, von Diorit, Quarz und Quarzkonglomeraten. Dieselben Gerölle bilden die nun folgenden quartären Schottermassen, welche bis hoch hinauf am Gehänge des Geländes hinanreichen. Vor Los Limones steht etwas Kalkstein an, dann folgen Quarzitschiefer und Glimmerschiefer (Str. = N 65° W, F. = 80° NNE, später Str. = N 40° W, F. = 70° SW und Str. = N 45° W, F. = 75° NE). Im Valle de Lepaguare verdecken quartäre Ablagerungen das Anstehende; die Bäche führen Gerölle von kristallinischen Schiefern. Am Ostrande der Ebene von Lepaguare bemerkt man Quarzit, dann bei Playa grande ein altes grünes Eruptivgestein (Diorit), da und dort abwechselnd mit Granit. Vor Panoaia steht Glimmerschiefer an (Str. = N 45° W, F. = 50° NE, darauf folgen Quarzkonglomerate, Sandsteine und Mergel (Str. = N 65° E, F. = 50° NNW), dann ein leider nicht näher bestimmtes Eruptivgestein mit Quarz (Porphyr?), bei Sincuyapa nochmals Quarzkonglomerate und etwas Kalk, bald aber wieder das eben erwähnte Eruptivgestein, das bis in die Nähe von Jutiquili ansteht, aber freilich zuweilen weithin von quartären Ablagerungen überdeckt ist.

Der Rio Telica führt Gerölle des oben erwähnten Eruptivgesteins, aber auch Quarz, Quarzkonglomerate und Kalkstein, aber keinen kristallinischen Schiefer.

Von Jutiquili ab herrschen bis über Catacamas hinaus Konglomerate, mit etlichen Kalksteinbänken und Schiefern wechsellagernd. Der Rio Olanchito führt vorzugsweise Gerölle von Quarzkonglomeraten und Kalkstein, sowie einem zersetzten grünen Eruptivgestein (Serpentin?). Im Flusse von El Real bemerkt man mit Ausnahme des Kalksteins die gleichen Gerölle, aber außerdem Phyllit und Glimmerschiefer, ebenso in den östlich folgenden Bächen.

In der Nähe von Aguacate steht etwas Quarzit an (Str. = N 5° W, F. = 25° W); es folgen Sandsteine und Konglomerate, dann ein Eruptivgesteinsgang und jenseit Aguacate Phyllite (Str. = N 5° E, F. = 60° W). Der Rio Tinto führt Gerölle von Quarz und Quarziten, kristallinischen Schiefern und Granit. Der Bach beim Dorfe Rio Tinto führt noch Gerölle kristallinischer Schiefer; bald aber findet man Quarzkonglomerate, Mergel, Quarzite und Sandsteine anstehend, welche bis weit über Culmí hinaus herrschen. Am Rio Pataxte bemerkt man anstehenden Kalkstein (Str. = N 75° W, F. = 55° S), bei Rio Tinto einen (porphyrischen?) Eruptivgesteinsgang und bei Agua blanca etwas Granit. Der Rio Pataxte führt u. a. auch Gerölle von Glimmerschiefer, der Aguaquire grande auch solche von Diorit.

Auf der Cuesta de los Naranjos scheint etwas zersetzter Granit anzustehen. Am Rio Culmí findet man teils Granit, teils Glimmerschiefer anstehend, auf der Cuesta de Malacate und am Bach Liquidambar Glimmerschiefer und Phyllit (Str. = N 65° E, F. = 55° NNW, später Str. = N 65° E, F. = 80° SSE). Es folgen Quarzit und wieder Glimmerschiefer; die Bäche vor S. Agustin führen außer Glimmerschiefer auch Granitgerölle. Bald nach S. Agustin findet man Granit anstehend, am Rio Tonjagua Quarzit, dann Porphyr(?), hierauf wieder Quarzit. Das Bächlein bei Agua amarilla führt außerdem Gerölle von Quarzkonglomeraten und Sandsteinen. Es folgt nun ein porphyrisches Eruptivgestein, dann jenseit El Higuerito ein Band von Sandsteinen, Quarzit und Kalksteinen und abermals Eruptivgestein, das bei La Trinidad durch einen schmalen Streifen roter Mergel (Str. — N 45° E, F = 50° NW) abgelöst wird.

Beim Rio Jagua stehen rote Tonschiefer an (Str. = N 15° E, F. = 90°); der Fluß führt u. a. Gerölle von Gneis, Granit und Diorit. Es folgt nun am Wege anstehend Diorit, dann Glimmerschiefer und wieder Diorit, zum Teil ziemlich stark und tief hinein zersetzt; beim Abstieg von der Cuesta de la Soledad passiert man auch einige schmale Streifen von Quarzkonglomeraten.

Am Rio Sico bemerkt man zunächst Quarzit, dann rötlichen Granit und Diorit anstehend. Der Fluß führt aber außerdem auch Gerölle von Glimmerschiefern. Glimmerschiefer, Phyllite und Quarzite stehen in ziemlicher Ausdehnung nördlich von Santa Maria an. Vor La Lima beobachtete ich Str. = N 90° W, F. = 90°, später F. = 80° S, dann aber Str. = N 15° E, F. = N 40° E, bei Lima selbst Str. = N 65° W, F. = 45° SSW, darauf Str. = N 80° E, F. = 75° N. Nördlich von dem Granitgang notierte ich dann an den kristallinischen Schiefern Str. = N 55° E, F. = 75° SSE, darauf Str. = N 50° E, F. = 70° NW und Str. = N 70° E, F. = 90°, beim Paso real Str. = N 55° E, F. = 90°, dann Str. = N 65° E, F. = 80° NNW und Str. = N 65° E, F. = 70° SSE. Der Rio Chiquito führt große Blöcke von Glimmerschiefer, Quarz und Diorit; bald ist letzteres Gestein dann anstehend anzutreffen; man beobachtet nahe der Paßhöhe auch schmale Streifen roter Schiefer (Str. = N 35° W, F. = 30° WSW) und Konglomerate. Es folgen nun ältere, nicht näher bestimmte rote Eruptivgesteine neben Quarzit und Diorit; letzteres Gestein setzt in der Hauptsache die benachbarten Gebirge zusammen, wie die Gerölle der Flüsse zeigen. Am Wege bedecken meist alluviale Ablagerungen das Anstehende. Selten bemerkt man Kalksteingerölle, so in einem Bache zwischen der Quebrada prieta und dem

Weiler La Esperanza. Die Talebene zwischen Bonito und Los Tarros ist sehr sumpfig. Jenseit Los Tarros steht Granit, dann Quarzit und Diorit an, bis man die sandigen Ufer des Meeres bei Sabana larga nahe Trujillo erreicht.

6. Tegucigalpa—Matagalpa—Masaya (1898).

Von Tegucigalpa ab bis S. Juan del Rancho stehen abwechslungsweise rote Mergel und jungeruptive Gesteine an. Erstere zeigen in der Nähe der Paßhöhe Str. = N 65° E, F. = 55° SSE, später Str. = N 85° E, F. = 10° S, dann Str. = N 40° E. F. = 45° SE, beim Flüßchen von S. Juan del Rancho wieder Str. = N 75° E. F = 25° S.

Jenseit desselben beginnen dann jungeruptive Gesteine, vorzugsweise Rhyolite, welche bis weit über Yuscaran hinaus herrschen, vielfach von Tuffen bedeckt (namentlich im Tale des Rio Yuguare). Bei S. Antonio del Oriente sind früher Minen von silberhaltigem Bleiglanz abgebaut worden. Bei Yuscaran gibt es verschiedene Silber- und Goldbergwerke, von welchen aber zur Zeit meiner Anwesenheit nur dasjenige von Monserrate in größerem Stile bearbeitet wurde. Der ganze Berg im W von der Stadt Yuscaran besteht aus Rhyolit und ist von einer Anzahl ostwestlich streichender, steil nördlich geneigter Spalten durchzogen, in welchen sich verschiedene Erze, namentlich Sulfide von Silber, Blei und Zink abgelagert haben. In Monserrate streicht zur Hauptader (»S. Gerónimo«) eine zweite, jüngere Ader, durch Antimonerze ausgezeichnet, ungefähr parallel, nähert sich derselben aber im Bergwerk selbst sehr stark, so daß sie dieselbe beinahe schneidet. Die Verarbeitung der Erze geschieht durch Röstung und Amalgamation.

Zwischen Yuscaran und Alauca treten hauptsächlich junge Eruptivgesteine, aber auch etwas Diabas(?) auf. Der Rio Grande (Rio Choluteca) führt außer Eruptivgeröllen auch solche von Quarz und Quarzkonglomeraten, das Flüßchen von Alauca Phyllite (Fruchtschiefer), Quarzit, Diorit, jungeruptive Gesteine, Kohlenschiefer* [1]) und verkieselte Hölzer. Beim Weiler S. Antonio steht Diorit an, darauf Quarzit und Quarzkonglomerate, nochmals Diorit, meist stark zersetzt, darauf vor Las Limas Fruchtschiefer und blauschwarze Phyllite. Bei La Montaña steht ein alteruptives Gestein an, dann Quarzit, bei La Esperanza Granit, hierauf Quarz mit Feldspat, undeutlich geschichtet, und wieder Granit, der nunmehr einen breiten Streifen bis über Dipilto hinaus bildet. Der Rio Dipilto führt aber außer Granit auch Glimmerschiefergerölle. Bei S. Fernando beginnt dann ein breiter Streifen von Glimmerschiefern und Phylliten, welche nur an wenigen Stellen von Granit- bzw. Dioritgängen durchbrochen, bei Ocotal aber weithin durch alluviale Ablagerungen verdeckt werden.

Das Streichen der kristallinischen Schiefer ist bei S. Fernando = N 85° E, F. = 5° N, bei S. Nicolas del Potrero Str. = N 45° E, F. = 20° NW, bei Ocotal Str. = N 65° E, F. = 40° SSE [2]), bei Guisulí Str. = N 60° E, F. = 30° SSE, dann Str. = N 45° E, F. = 30° SE, Str. = N 30° E, F. = 20° ESE, bei Achuapa Str. = N 75° W, F. = 30° S, bei Salamají Str = N 55° E, F. = 30° NNW, Str. = N 55° E, F. = 30° SSE, hierauf Str. = N 75° E, F. = 20° S und Str. = N 55° E, F. = 35° SSE, bei Arrayan fallen sie flach südlich ein, am Flusse von S. Fernando Str. = N 40° E, F. = 45° SE. Bei S. Fernando selbst bemerkt man horizontale Sandschichten (offenbar von Graniten herstammend) ohne Einschlüsse von Fragmenten kristallinischer Schiefer. Die Flüsse und Bäche zwischen Ocotal und S. Fernando führen sämtlich sehr viele Granitgerölle.

---

[1]) Die mit * versehenen Gesteinsproben sind von Herrn Dr. v. Napolski mikroskopisch unter Aufsicht des Herrn Geheimrat Zirkel in Leipzig untersucht worden.

[2]) Ein Profil aus der Gegend gibt Thomas Belt (Naturalist in Nicaragua, 2. Aufl., London 1888, S. 261). Seine Gründe für Annahme einer Eiszeit für diese Gegend sind aber keineswegs stichhaltig.

Bei Ciudad antigua zeigen die kristallinischen Schiefer Str. = N 70° E, F. = 40° S, dann Str. = N 75° E, F. = 50° S, und Str. = N 75° E, F. = 70° S, beim Flüßchen von S. Fernando Str. = N 60° E, F. = 30° SSE, später Str. = N 55° E, F. = 30° SSE Str. = N 75° E, F. = 40° S. Str. = N 70° E, F. = 40° S, bei El Rancho Str. = N 55° E, F. = 50° NNW, dann Str. = N 65° E, F. = 55° NNW, Str. = N 80° E, F. = 20° N, dann aber Str. = N 10° E, F. = 60° W und Str. = N 35° E, F. = 40° WNW, bei S. Francisco Str. = N 65° E, F. = 40° NNW, dann Str. = N 45° E, F. = 75° NW, Str. = N 85° W, F. = 30° N, Str. = N 65° E, F. = 90°, Str. = N 85° W, F. = 50° N, beim Rio Telpaneca Str. = N 45° W, F. = 20° SW, dann Str. = N 40° W, F. = 30° NE, Str. = N 5° W, F. = 25° W, beim Dorfe Telpaneca Str. = N 15° E, F. = 40° W, danach Str. = N 45° W, F. = 25° SW, Str. = N 5° W, F. = 40° W, Str. = N 25° W, F. = 25 WSW, Str. = N 15° E, F. = 45° W, dann wieder Str. = N 85° E, F. = 10° S, hierauf fast horizontal. Bei dem ersten Dioritgang zeigen die Phyllite Str. = N 40° W, F. = 30° SW, dann Str. = N 20° W, F. = 50° W, Str. = N 75° W, F. = 40° S, Str. = N 45° W, F. = 30 SW, beim zweiten Dioritgang zeigen die kristallinischen Schiefer Str. = N 65° W, F. = 50° SSW, dann Str. = N 35° W, F. = 20° WSW. Das Bächlein von Pericon führt Gerölle von Diorit und Granit. Man beobachtet darauf an den kristallinischen Schiefern Str. = N 80° W, F. = 45° S, dann Str. = N 80° W, F. = 60° S, Str. = N 85° E, F. = 30° S, Str. = N 45° W, F. = 40° SW. Der Glimmerschiefer ist hier vielfach gefältelt und umschließt kantige Knollen von dunklem Quarzit. Es folgt ein Gang jungen Eruptivgesteins (Melaphyr?), dann nochmals Glimmerschiefer (Str. = N 5° W, F. = 50° W), hierauf rote Quarzkonglomerate (Str. = N 70° E, F. = 20° S), dann rote junge Eruptivgesteine mit Fluidalstruktur.

Es folgt nunmehr ein ausgedehntes Gebiet jüngerer Eruptivgesteine (nach Dr. Mierisch meist Porphyre und Melaphyre), welche deckenartig einen großen Teil Nicaraguas ausfüllen; diese Decke ist allerdings gegenwärtig durch die Erosion umgestaltet und von vielen tiefen Flußtälern durchzogen. An manchen Stellen haben alluviale Ablagerungen einige Bedeutung erreicht (z. B. in Valle de Jinotega). Tuffe sind vielfach in großer Ausdehnung und Mächtigkeit entwickelt, namentlich am Südrande des Gebirgslandes von Matagalpa, wo die Tuffschichten horizontal lagern oder ganz flach gegen N hin geneigt sind und nach der großen nicaraguanischen Depression jäh abbrechen.

Den Boden der nicaraguanischen Depression bilden mächtige Lager vulkanischer Sande; weithin sieht man nur sie, wie auf der Strecke zwischen Tipitapa und Masaya; da und dort erreichen aber auch Tuffe und Alluvialablagerungen eine ansehnliche Bedeutung (zwischen Asese und Tipitapa). In der Nähe des (in der Trockenzeit versiegenden) Wasserfalls von Tipitapa entspringen heiße Schwefelquellen (+ 98° C) aus dem Tuffe.

Mitteilungen von Dr. R. Fritzgaertner und Don Felipe Burchard (1898).

In den Geröllen des Rio Grande hat Dr. Fritzgaertner in Tegucigalpa selbst einige Kalksteingerölle aufgefunden, in welchen der Amaltheus Margaritatus vorkam; er hat diesen Ammoniten aber niemals im Anstehenden beobachtet. Leider besaß Dr. Fritzgaertner keine Exemplare dieser Versteinerung mehr, da dieselben in der Revolution von 1894 nebst seiner übrigen geologischen Sammlung verloren gegangen sind. Da im Quellgebiet des Rio Grande bei Ojojona Kalksteine vorkommen, so vermutet Dr. Fritzgaertner, daß die Gerölle von dort her stammen dürften und die dortigen Kalke also liassisch seien.

Auf dem Wege von Tegucigalpa nach Támara stehen (nach Dr. Fritzgaertner) zunächst Mergel, Sandsteine und Konglomerate an, dann weiße Tuffe. Unter den Tuffen sind bei Támara versteinerte Hölzer und rote Karneole sowie etliche Mastodonknochen gefunden

worden. Auf dem Wege von Támara nach Proteccion Tuffe von Andesit und Basalt; oben befindet sich eine Basaltkappe. Zwischen Proteccion und Comayagua stehen meist rote Mergel und Konglomerate, seltener Eruptivgesteine an.

Bei Rio Pelo stehen schwarze Tonschiefer an, an der Cuesta del Mico rote Mergel und Quarz; bei Negrito ist eine Basaltkappe zu bemerken, zwischen Cataguana und Yoro aber meist Konglomerate und Mergel. Bei Cataguana sollen bedeutende Kohlenlager sein.

Bei Potrerillo im Departamento Paraiso steht Kalkstein an, bei Danlí teils Quarzkonglomerate, teils Quartärablagerungen. Im Quartär von Danlí hatte Dr. Fritzgaertner ein fast vollständiges Skelett eines Mastodon aufgefunden, das im weiland hondureñischen Nationalmuseum zu Tegucigalpa aufgestellt wurde, aber nun verloren ist.

Weiße Sandsteine mit Fischresten finden sich zu S. Bartolo im Dep. Tegucigalpa.

Don Felipe Burchard in Jutigalpa, den ich auf einer Reise in Trujillo traf und der früher lange Jahre in Coxen Hole auf Ruatan gewohnt hatte und später als Goldgräber einen Teil von Honduras bereist hat, machte mir folgende Mitteilungen:

Auf der Westseite von Utila findet man Alluvialerde, sumpfig. Marmor und »Ironshore« kommen neben älteren Gesteinen auf Ruatan vor. Bonaca setzt sich zumeist aus kristallinischen Schiefern zusammen.

Den Saum der Baiinseln bilden Korallenkalke, welche noch sehr deutlich die Korallenstruktur zeigen; auch lebende Korallenriffe sind häufig. Die Korallenkalke ragen auf Ruatan bis zu 10 Fuß über den gegenwärtigen Meeresspiegel hervor, was auf eine verhältnismäßig moderne Hebung dieser Küste schließen ließe. (Es ist dies bemerkenswert, da die atlantische Küste von Guatemala und Britisch-Honduras im Gegenteil Spuren einer Senkung aufweisen.) Dieser Korallenkalk wird gebrochen und nach Trujillo und Ceiba zur Kalkbereitung geschickt.

In der Nähe von El Dorado in der Mosquitia stehen Schiefer an (wohl Phyllite?).

Die Berge bei Iriona bestehen aus alteruptiven Gesteinen derselben Art wie die Gebirge bei Trujillo (Diorit).

7. Gualan — La Florida — S. Bárbara (1900).

Nahe Gualan finden sich zunächst Alluvialablagerungen. Bald nach Beginn des Anstiegs stehen Kalksteine an (Str. = N 85° E, F. = 30° S, später Str. = N 65° E, F. = 90°), dann treten kristallinische Schiefer auf, meist Gneis, der stellenweise in Gneisgranit übergeht und weiter östlich (bei Germania) auch echte Granitgänge einschließt. Kurz vor La Cartuchera beobachtete ich Str. = N 65° E, F. = 45° NNW. Zwischen La Cartuchera und Quebrada seca steht vorzugsweise Gneis, seltener Glimmerschiefer an, kurz vor Quebrada seca etwas Kalkstein, der jenseit der letztgenannten Hacienda Str. = N 75° W und F. = 40° S zeigt. Beim ersten kleinen Bächlein am Wege jenseit Quebrada seca stehen Glimmerschiefer an (Str. = N 55° E, F. = 80° NNW), hierauf wieder Kalksteine (Str. = N 15° W, F. = 60° E), beim nächsten Bache abermals Glimmerschiefer, dann nochmals etwas Kalkstein und hierauf Glimmerschiefer bis Playa grande, wo er Str. = N 25° W, F. = 10° E zeigt. Jenseit Playa grande trifft man Kalkstein anstehend, dann Tonschiefer mit Glimmereinschlüssen. Der folgende Bach führt Gerölle von Kalkstein und Glimmerschiefern, letztere trifft man jenseit des Baches auch anstehend.

Am Rio Managuá stehen Tonschiefer an (Str. = N 25° E, F. = 15° ESE), die Gerölle des Flusses bestehen aus Glimmerschiefern und Kalksteinen. Östlich vom Flusse trifft man mergelige Schiefertone und etwas Kalkstein (Str. = N 85° W, F. = 90°), jenseit Cisne Phyllite und Glimmerschiefer. Der Bach Agua helada führt Gerölle von Glimmerschiefern, Phylliten, Quarz und Diabasporphyrit*. Jenseit des genannten Baches steht Kalk-

stein, später beim nächsten stärkeren Bache Diabasporphyrit* an, dann wieder Kalkstein und abermals zersetztes Eruptivgestein (vermutlich Diabasporphyrit), bei Jucupo wieder Kalkstein, der häufig eckige Kalk- und Hornsteineinschlüsse enthält. Die Bäche der Gegend führen Gerölle von Kalkstein, Quarz, Tonschiefer und Eruptivgesteinen. Stark zersetzter Diabasporphyrit und Kalkstein folgen anstehend, bis bei Guamilon jungeruptive Gesteine auftreten. Es folgen hiernach wieder dunkle Kalksteine, von vielen Kalkspatadern durchzogen.

Die Flüsse zwischen Guamilon und El Paraiso führen meist Kalksteine, Mergel, Schiefer und zersetzte Eruptivgesteine als Gerölle. Stellenweise stehen auch Schiefertone an, so (fast seiger) bei El Paraiso, aber nur in geringer Mächtigkeit. Der Kalkstein ist meist dunkel, zuweilen fast schwarz und geht manchmal (so namentlich nach der Paßhöhe zwischen El Paraiso und S. Antonio) in Dolomit über. Die Bäche der ganzen Gegend setzen viel Kalktuff ab und bilden damit zuweilen über einem älteren einen neuen, fächerförmig ausgebreiteten Wasserfall. Die Kalksteine schließen häufig Hornsteinknollen ein. Etwa halbwegs zwischen der Paßhöhe und S. Antonio werden die Kalksteine schieferig und mergelig (Str. = N 45° E. F. = 70° NW), verlieren aber weiter östlich wieder ihren starken Tongehalt (Str. = N 75° E, F. = 20°, später 35° N). Vor S. Antonio wechsellagern die Kalksteine mit schwärzlichen Schiefertonen (Str. = N 85° W, F. = 40° N, später F. = 60° N). Jenseit des genannten Dorfes stehen junge Eruptivgesteine, dann Puddingsteine, zuletzt wieder Kalksteine an, mäßig nach N einfallend. Kurz vor La Florida bemerkt man anstehenden Rhyolit, der jenseit des Dorfes freilich teilweise unter alluvialen und äolischen Ablagerungen verschwindet.

Der Rio Chamelecon führt Gerölle von Kalksteinen und jungen Eruptivgesteinen; Basalt steht hier an, aber bald darauf treten an seine Stelle wieder Rhyolite, und gelegentlich findet man auch Stücke von versteinertem (verkieseltem) Holze. Beim Dorfe La Jigua steht Rhyolit* an, nebst mäßig nach SSE geneigten Tuffen dieses Gesteins; bei Piedras grandes ist noch immer Rhyolit* anstehend, auch findet man hier schönes versteinertes Holz; darauf folgt Basalt* bis über den Rio Pepemechin hinaus, später Tuffe von jungeruptiven Gesteinen. Jenseit S. Nicolas trifft man Kalksteine (Str. = N 5° W, F. = 35° W, mit vielen schlecht erhaltenen Austern, mit Durchschnitten von Muscheln und Schnecken, stellenweise auch mit zwischenlagernden Tonbänkchen (Str. = N 75° W, F. = 75° S, später Str. = N 50° E, F. = 60° SE). Vor Trinidad beginnt eine Andesitdecke*, während bei Naranjitos Rhyolite* auftreten. Über die Strecke Naranjitos—Selilá siehe Profil 1, S. 2

Jenseit Selilá stehen rote mergelige Tone an (Str. = N 45° E, F. = 20° NW), dann Sandsteine (Str. = N 45° E, F. = 35° SE), hierauf wieder rote Tone (Str. = N 75° E, F. = 25° E). Es folgen nun in Wechsellagerung Sandsteine und Mergel (Tone), jedoch so, daß letztere stark überwiegen. Bei den Ranchos Las Balitas steht Kalkstein an, dann folgen wieder rote Tone mit teils östlichem, teils westlichem flachen Einfallen. Bei S. Nicolas treten Andesite* mit ihren Tuffen auf. Wieder folgen rote Sandsteine und Mergel mit östlichem Einfallen, von Machaloa aber bis S. Bárbara steht (mit Ausnahme eines kleinen Streifens von Quarzit und Quarzkonglomerat) Rhyolit* an.

8. S. Bárbara — Comayagua (1900).

Von S. Bárbara wandert man südwärts zunächst über Rhyolite* und deren Tuffe; jedoch bemerkt man, daß nahe östlich vom Wege Kalkstein anstehen muß, da die Bäche viele Kalkgerölle führen. Schließlich verschwinden die anstehenden jungeruptiven Gesteine unter alluvialen Ablagerungen. Bei Taculapa beobachtet man rote Tone und Puddingsteine, dann einen jungeruptiven Gang, dann Kalkstein, darauf Rhyolit* und schließlich

wieder Alluvialland, in dem aber ebensowenig wie in den Flüßchen jungeruptive Gerölle auftreten, weshalb ich annehme, daß der Untergrund hier aus Sandsteinen, Tonen und Konglomeraten bestehe, die man denn auch bald anstehend trifft (Str. = N 55° W, F. = 30° SW), einmal mit einer zwischenlagernden Kalkbank. Kurz vor der Paßhöhe überschreitet man einen Rhyolitgang*; es folgen Kalksteine, nahe Secuapa abajo Sandsteine und Quarzkonglomerate mit gelegentlich eingeschalteten mergeligen Kalksteinbänken, dann ein Rhyolitgang, hierauf wieder Sandsteine und Konglomerate, nochmals ein Gang zersetzten jungeruptiven Gesteins und abermals Sandsteine, Tone und Mergel mit eingeschalteten Kalkbänken. Beim Rio Salado streichen die Sandsteine N 75° E und fallen 30° S ein, bald jenseit des Flusses bemerkt man aber Str. = N 10° E, F. = 55° E, wie denn überhaupt diese Tone und Sandsteine stets häufigen Wechsel im Streichen und Fallen zeigen. Bei Agua blanca stehen jungeruptive Gesteine an: es folgen Quarzkonglomerate, ein neuer Eruptivgesteinsgang und wieder Quarzkonglomerate, vor Quebrada seca aber wieder jungeruptive Gesteine. Das genannte Flüßchen selbst führt viel Kalksteingerölle, zum Teil mit Brachiopodendurchschnitten, daneben Gerölle von Sandsteinen, Tonen und jungeruptivem Gestein. Nahe Alalteca stehen wieder Quarzkonglomerate (Str. = N 25° E, F. = 40° ESE) an, dann Kalksteine, nun Sandsteine und für eine längere Strecke Kalksteine mit Brachiopodendurchschnitten, darauf Quarzkonglomerate und Sandsteine im steten Wechsel bis zur Paßhöhe, wo sie N 5° E streichen und 15° E einfallen, während kurz zuvor bei gleichem Streichen das Einfallen 40° W gewesen war. Gleich nach der Paßhöhe tritt ein Gang von Dioritporphyrit auf; darauf folgen Quarzkonglomerate und Sandsteine, Kalksteine, Sandsteine und Tone sowie nahe der Paßhöhe vor S. José in geringer Ausdehnung zersetztes jungeruptives Gestein. Bei der Paßhöhe selbst stehen Kalksteine an, 70° nach N fallend. Jenseit S. José trifft man Quarzkonglomerate und — darüber — Kalkstein, flach nach S oder SE einfallend, nahe dem Rio Jaidique stellenweise von Alluvium überdeckt. Die Berge im N bestehen ganz aus Kalksteinen, die mit 30° nach SE einfallen.

Beim Dorfe Jaidique steht roter Sandstein (F. = 35° S) an; das nahe Flüßchen, das in den Rio Jaidique mündet, führt Gerölle von Sandstein, Quarzit, Tonen und jungeruptivem Gestein. Bald hernach bemerkt man plattigen Kalk (Str. = N 35° E, F. = 25° SE), unmittelbar vor Tablabé einen Gang zersetzten jungeruptiven Gesteins, dann jenseit des Dorfes wieder Kalkstein mit stark wechselndem Streichen und Fallen; im Dorfe La Mision bildet er eine scharfe Falte Str. = N 75° E. F. auf einer Seite 20°, auf der anderen 70° N. Bald treten jungeruptive Gesteine auf; nochmals zeigt sich der Kalkstein, dann aber beginnen zersetzte Rhyolite*, vielfach von Tuffen überdeckt. Bei El Carrizal steht noch einmal Kalkstein, flach nach S einfallend, an, dann folgt die große Rhyolit*-Decke von Siguatepeque, die in ihren Geländevertiefungen Ablagerungen von Rhyolitgeröllen und äolisch herbeigetragenem Staub rhyolitischer Herkunft trägt. Bei La Carbonera steht noch Rhyolit* an, darauf beginnen wieder rote Sandsteine (Str. = N 35° W, F. = 30°, später 60° W, nachher Str. = N 25° W, F. = 25° W). Auch Tone und Mergel treten auf, bei Agua salada ein Gang zersetzten jungeruptiven Gesteins, dann wieder rote Sandsteine (Str. = N 55° W, F. = 30° S), abermals zersetztes Eruptivgestein und am Bache wieder rote Sandsteine und Tone mit meist flach nördlichem Einfallen. Am Rio Humuya betritt man eine weite Alluvialebene, auf der auf dem ganzen Wege bis Comayagua nur an wenigen Stellen noch anstehendes Gestein (Sandstein) zutage tritt.

9. Cacauapa—Yoro—Utila (1900).

An dem Flüßchen von Cacauapa, das besonders Glimmerschiefergerölle führt, steht roter Ton an (Str. = N 35° E, F. = 45° SE). Man verläßt nun den Hauptweg von Co-

mayagua nach S. Pedro Sula (s. Profil 2) und wandert auf der Alluvialebene des Rio Humuya dahin. Im Rio Churune bemerkt man Gerölle von Glimmerschiefern, Quarzen und roten Sandsteinen, im Rio del Espino solche von zersetzten jungeruptiven Gesteinen, Quarzkonglomeraten, Kalksteinen und Glimmerschiefern. Beim Anstieg zum Hochland von Rancho grande beobachtet man zersetztes jungeruptives Gestein mit seinen Tuffen, Kalksteine, Sandsteine, Tone und Quarzkonglomerate, dann Quarzit, Diabas* und wieder Quarzkonglomerate, Tone, Mergel und Sandsteine in vielfacher Wechsellagerung, zunächst mit flachem, vorwiegend östlichem, dann nördlichem, zuletzt (jenseit Rancho grande) wieder westlichem Einfallen. Kurze Strecken über bleiben die Schichten fast horizontal, dann fallen sie flach südwestlich, darauf nordöstlich ein. Es folgt ein Tuff*, dann fast horizontale Tone und Quarzkonglomerate, nun mergelige Kalke mit zahlreichen Kreideversteinerungen[1]), dann zersetzter Andesit, wieder Mergelkalk, und abermals Augitandesit*, Quarzit und nochmals versteinerungsführende, flach östlich einfallende Kalksteine. Bei El Peladerito treten wieder rote Sandsteine, Quarzkonglomerate und Tone mit mäßigem südwestlichem, dann südöstlichen und schließlich östlichem Fallen auf, darauf Augitandesit*, zum Teil stark zersetzt. Der Rio de la Joya führt Gerölle davon, sowie von Quarzkonglomeraten, Sand- und Kalksteinen. Später bemerkt man rote Sandsteine mit mäßigem bis steilem nordnordwestlichen Einfallen; sie verschwinden aber wieder unter einer Schotterdecke, und erst hinter Esquias sieht man wieder Mergel, Letten und Tone mit mäßigem westlichen Fallen anstehend. Es folgen Kalkstein und jungeruptive Gesteine, danach Quarzkonglomerate und Sandsteine (Str. = N 20° E, F. = 40° E), etwas Quarzit und jenseit der Paßhöhe Basalt und Hornblendegranit*. In letzterem befinden sich die Goldminen von Mina de oro, die aber zur Zeit meiner Reise nicht bearbeitet wurden; es soll hier goldhaltiger Gangquarz abgebaut werden.

Jenseit Mina de oro folgen zersetzte jungeruptive Gesteine mit einem Quarzgang, auf der Paßhöhe Kalkstein, dann etwas Quarzit, jungeruptives Gestein und Hornblendegranit, hierauf lange Zeit Kalksteine, unter denen schließlich wieder die Quarzkonglomerate zutage treten. Bei Tataritos steht wieder etwas Kalkstein an (F. = 25° NW), dann wieder Quarzkonglomerate, Tone, Mergel, Sandstein. Am Flüßchen von S. José del Potrero fallen die Quarzkonglomerate steil (80°) nach N ein; ein Granitriff setzt quer über den Fluß in NNE-Richtung.

In geringer Entfernung nördlich von S. José beginnt wieder Kalkstein; Str. = N 75° W, F. = 30° N, dann Str. = N 15° W, F. = 5° W, nun Str. = N 75° E, F. = 10° S, dann Str. = N 60°, F. = 60° N, hierauf horizontal, dann flach N, bei der Paßhöhe steil (70°) nach S fallend. Bei Dolores treten einige sandige Tonbänke (flach N fallend) auf, dann folgen wieder Kalksteine bis zur Alluvialebene von Sulaco. Über die Strecke Sulaco—La Rosa vgl. Profil 5.

Bei Cerrito taucht Glimmerschiefer aus der diluvialen Schotterdecke auf, und man erkennt aus den Geröllen der Bäche zwischen Cerrito und Yoro, daß auch die Berge im S und O aus Glimmerschiefern neben Quarzkonglomeraten, Kalk- und Sandsteinen bestehen.

Bei Guatilla erheben sich Kalkberge zu beiden Seiten des Weges, am Rio Guata steht Hornblendegranit* an, beim Weiler La Guata Glimmerschiefer, steil nordwärts einfallend, stellenweise unter quartärer Hülldecke verborgen. Jenseit Puentecita wird das nördliche Einfallen flach, dann wendet sich die Streichrichtung nach NW, und schließlich sieht man

[1]) Nach Joh. Böhm: Gryphaea corrugata Say., Janira aequicostata d'Orb., Cardium esquiasense sp. n., Isocardia Sapperi sp. n., Cerithium sp., Nerita radiosa n. sp., und nach P. de Loriol (a. a. O.): Enallaster Sapperi sp. n., Enallaster Böhmi sp. n., Enallaster texanus Roemer, Diplopodia Taffi Cragin, Cidaris Cragini sp. n.



seigere Glimmerschiefer bei Str. = N 5° E unmittelbar neben einer NNE streichenden Verwerfung; man betritt nunmehr den Kalkstein, den man lange zuvor rechts in Steilwänden bemerkt hat. Bald darauf schreitet man wieder über Quarzkonglomerate, bei der Paßhöhe über Glimmerschiefer, dann über Quarzkonglomerate, während nahe rechts Kalksein ansteht; man ist hier offenbar wieder bei einer Verwerfung angelangt, die der ersten ungefähr parallel streichen dürfte, aber nicht so deutlich zu sehen ist. Man wandert nun auf Quarzkonglomeraten bis über La Joya hinaus und hat zur Linken Quarzkonglomerate, zur Rechten Kalkstein (Str. = N 55° E, F. = 60° SE), an dessen Felswänden das kleine Trockental von La Joya endet. Zuweilen bemerkt man Glimmerschieferblöcke am Wege.

Nahe dem Rancho Puente grande zeigen die Quarzkonglomerate Str. = N 15° E, F. = 20° W; die Höhen zur Rechten und Linken sind von Kalksteinen gekrönt. Bei La Cruz schließen die Quarzkonglomerate grobe Glimmerschieferbruchstücke ein; es folgt etwas anstehender Glimmerschiefer (Str. = N 65° W, F. = 20° S), dann Quarzkonglomerat und Kalkstein (Str. = N 85° W, F. = 50° N, darauf Str. = N 30° E, F. = 50° WNW, später Str. = N 65° W, F. = 25° S), wieder etwas Quarzkonglomerat, bei ostwestlichem Streichen fast senkrecht einfallend, und abermals Kalk, dann nochmals Quarzkonglomerat und schließlich Glimmerschiefer (Str. = N 75° E, F. = 65° S, dann Str. = N 65° W, F. = 60° N), beim Dorfe El Jocon von quartären Ablagerungen überdeckt; man befindet sich hier in einem verlassenen Tale des Rio Mirajoco, der einstmals hier auf kürzerem Wege in N 55° W zum Rio Aguan hin strömte.

Jenseit El Jocon stehen Glimmerschiefer an, erst flach südlich, dann flach nördlich, darauf südöstlich, hierauf wieder südlich, bei La Laguna zunächst westlich, dann östlich, später wieder nordöstlich, nördlich und schließlich südsüdwestlich einfallend, bis bei El Arenal die Quartärablagerungen des Rio Aguan das Anstehende verhüllen. Die vom nördlichen Küstengebirge niederkommenden Bäche bringen Gerölle von Porphyren, Andesiten*, Quarzkonglomeraten und quarzitischen Sandsteinen. Bei Medina steht Porphyr an, Bei El Porvenir Melaphyr*, bei Quebrada honda Diabas*. Auch am Nordabhang des stark bewaldeten Gebirges stehen junge Eruptivgesteine an, meist im Zustand starker Zersetzung: Hornblendeandesit*. Die Gerölle des Rio Blanco bestehen aus Hornblendeandesit*, Granit, Hornblendegranit* (quarzführendem Diorit) und Gneis sowie verschiedenartigen Tuffen. Es folgen anstehend Diabas*, hierauf Granite, die Übergänge in Gneis zeigen, vorzugsweise Hornblendegranite*, seltener Muscovitgranit* (La Cobija) oder Biotitgranit* (La Relumbrosa). Bei S. Rafael bildet Muscovitgranit* einzelne Riffe, die quer über den Rio Cangrejal durchsetzen. Bei El Progeso finden sich Quarze und Quarzite als Einschlüsse im Granit; auch streichen hier stellenweise Konglomerate und Quarzite aus.

Bei La Ceiba verschwinden die Granite unter der Schwemmlanddecke, treten aber an einer Stelle im O der Insel Utila als Hornblendegranit* wieder zutage, während sonst der höhere Teil dieser Insel aus einer Feldspatbasalt*-Decke gebildet wird. Am Rande der Insel, besonders im N und W, treten Korallenbauten auf; das Innere der Westhälfte ist von ausgedehnten Sümpfen eingenommen.

10. Ruatan—Juticalpa—Jinotega (1900).

Auf Ruatan bildet das Glimmerschiefergebirge das Gros der ganzen Insel, soweit ich nach eigener Begehung und Erkundigungen darüber Auskunft geben kann; ungefähr ostnordöstliches Streichen wiegt sehr stark vor; Einfallen wechselnd, oft widersinnig, besonders an der Nordwestecke der Insel. Da und dort kommen kristallinische Kalke, stark gefältelt, konkordant den Glimmerschiefern eingelagert, vor (so in der Stadt El Progreso = Coxen Hole), ebenso Quarzit*; im Verband der Glimmerschiefer tritt im W und N der Insel

auch Amphibolit* auf. Am Westende stehen Kalksteine bis etwa 20 m überm Meere an; es sind wahrscheinlich gehobene Korallenkalke, jedoch ist die Korallenstruktur nur in seltenen Fällen noch (mit bloßem Auge) erkennbar. Rezente Korallenbauten treten rings um die Insel vielfach auf und umgürten deren Nordküste mit einem weit vorgeschobenen Riffsaum; wenig gehobene Korallenkalke finden sich an der Südküste der Insel (»Ironshore«), z. B. bei Flower Bay, wo das Meer seltsame pilzförmige Gebilde herausgefressen hat.



Der Name Ironshore rührt von dem Gehalt an Eisen her, das in dem Kalkstein in Form von Nestern enthalten ist. (Auf der Nachbarinsel Bonacca steht, nach mir gegebenen Gesteinsproben und Mitteilungen, in großer Ausdehnung Tonglimmerschiefer an, außerdem auch Quarz und an der Küste Serpentin*.)

Die westliche Hauptinsel der Cochinas (Hog Islands) besteht aus Glimmerschiefern, zum Teil auch Graphitschiefern, mit wechselndem Streichen und Fallen; die östliche Halbinsel soll aus genau denselben Gesteinen bestehen. Die südlich und südwestlich vorgelagerten Nebeninselchen sind Korallenbauten.

Die Festlandküste von Honduras zeigt einen ziemlich breiten Schwemmlandstreifen; erst hinter Papaloteca steht Hornblendegranit an. Die Flüsse zwischen La Ceiba und Papaloteca zeigen allenthalben Granit-, Diorit-, Gneis-, Quarz- und Porphyrgerölle. Die Hornblendegranite* (Quarzdiorite) führen bei La Sirena nur ganz wenig Quarz. Der Rio Tonalá führt neben alten Eruptivgesteinen auch Rhyolite* als Gerölle. Jenseit des Rio Jalau, wo noch Granit* ansteht, trifft man Diorit*, vielfach stark zersetzt. Bei S. Antonio tritt Augitandesit* auf, dann wieder Hornblendegranit; der Fluß führt viele Gerölle von zersetzten jungeruptiven Gesteinen porphyrischen Aussehens (wohl Andesit); da und dort ziehen Quarzitgänge durch den Granit, so bei Descombro, wo noch immer Hornblendegranit* ansteht. Bei Mico blanco bemerkt man ziemlich stark zersetzte jüngere Eruptivgesteine (Melaphyr oder Basalt?); der Bach bei Mico blanco führt auch Gerölle von Gneis. Am Rio Pirez und bei Atajito steht Basalt an, stellenweise stark zersetzt; zuweilen tritt auch Diorit* auf, so als Gerölle in dem Bach bei Atajito. Im übrigen überdecken fluviatile und äolische Ablagerungen, die wegen ihrer Wasserdurchlässigkeit Savannenvegetation tragen, größtenteils alles Anstehende nahe Atajito, Sonaguera und Pirez, und wo das jungeruptive Gestein zutage tritt, ist es meist völlig zersetzt, nur selten frisch: Basalt. Nahe Sonaguera steht auch etwas Granit an. Zwischen Quemado und Carapajales steht feinkörniger Granit an; später verdeckt Alluvium das Anstehende.

Der Rio Jacuaca führt viele Gerölle von jungeruptiven Gesteinen porphyrischem Aussehens (meist zersetzt), ferner von Granit und Diorit; ebenso der Rio Mame. Bei S. Carlos steht zersetzter Basalt (oder Melaphyr?) an, dann folgen Quarzkonglomerate, Sandsteine, Tone und dolomitische Kalke*, die am Rio Mame N 15° W streichen und 30° O fallen, hernach Hornblendegranit* bis El Limon; nur bei Encuentros tritt auch quarzfreier Diorit auf. Bei El Limon steht ein völlig zersetztes, unbestimmbares Eruptivgestein an; erst jenseit Chaparral wird das Gestein wieder frischer: Hornblendegranit*. Bald darauf treten Hornblendeschiefer* auf (Str. = N 25° W, F 30° W), später Glimmerschiefer (Str. = N 85° W, F 60° N, dann Str. = N 85° E, F. = 35° S, jenseit Tabucal Str. = N 5° W, F. = 90°, dann Str. = N 35° W, F. = 50° ENE). Vor La Balsa beobachtet man etwas Kalksteine und dunkelbraune Quarzkonglomerate, dann wieder Glimmerschiefer, sowie größere Granitblöcke (wohl Reste eines Ganges) und Quarzit. Bei La Balsa selbst steht Glimmerschiefer an (Str. am am Fluß = N 65° W, F. = 55° S). Bei der Paßhöhe finden sich rote Sandsteine und Quarzkonglomerate, während am Rio Pueblo Viejo wieder Kalkstein, steil NNE fallend, auftritt. Es folgt ein Konglomerat von Quarz-, Kalk- und Dioritfragment (Str. = N 70° W,

F. = 90°), hierauf Kalksteine mit steilem, vorzugsweise westlichem Einfallen. Jenseit El Higueral tritt wieder Glimmerschiefer auf (Str. = N 55° W, F. = 75° NNE, dann Str. = N 80° W, F. — 90°); es folgen seigere Kalksteine und Kalkonglomerate, rote Tone, Sandsteine und Quarzkonglomerate. Der Rio Ahau führt viele Kalkgerölle. Pueblo viejo liegt auf einer alten Flußterrasse. Es folgen nun Hornblendeschiefer (Str. = N 75° W, F. = 60° S), dann zersetzter Muscovitgranit*, zersetzter Rhyolit*, am Pacayalbach Glimmerschiefer (Str. = N 75° W, F. = 70° S), dann Diorit*, stellenweise stark zersetzt, vor Tesapa wieder kristallinische Schiefer (Str. = N 55° E, F. = 60° SE), dann Diorit (zersetzt), Glimmerschiefer, Kalkstein und nochmals Glimmerschiefer, hierauf Quarzkonglomerate, Sandsteine, Tone und Kalksteine (Str. z. B. = N 65° W. F. = 90° bis 60° S). Am Rio Guata verdecken die Flußschotter das Anstehende; jenseit des Flusses bemerkt man wieder Glimmerschiefer, dann weithin Kalksteine (Str. z. B. = N 75° W, F. = 40° N), bei Sabana grande Tone, darauf einen Gang zersetzten jungeruptiven Gesteins, wieder Kalksteine und Tone, nochmals zersetztes jungeruptives Gestein, bei La Guata Tone mit eingelagerten Mergelkalken (Str. = N 25° W, F. = 30° E).

Beim Flußübergang steht Quarzporphyr* an, ferner etwas Kalkstein und ein Jungeruptivgang, dann nochmals Kalkstein und Kalkkonglomerate, voll unbestimmbarer Versteinerungsdurchschnitte (Str. = N 75° W, F. = 25° S); beim ersten Bach steht Hornblendeporphyrit* an. Der Bach bei Estancia führt Gerölle von Quarzkonglomeraten und Porphyrit. Man betritt bald darauf eine alte Flußterrasse und findet erst bei der Quebrada del Cedro wieder stark zersetztes jungeruptives Gestein anstehend. Es folgen Kalksteine, dann Sandsteine mit Quarzkonglomeraten (Str. = N 75° W, F. = 80° N), darauf Tonglimmerschiefer (Str. = N 50° W, F. = 45° SW); nun in viermaligem Wechsel auf ganz kurzer Strecke jungeruptives Gestein (Hornblendeporphyrit*) und Glimmerschiefer (letzter Str. = EW, F. = 80° N), dann Kalksteine (Str. = N 70° W, F. = 30° S), Mergel und Sandsteine, zersetzter Diabas, Quarzkonglomerate, Kalkstein (Str. = N 85° E, F. = 15° S), Quarzkonglomerat, Kalkstein (Str. = N 85° W, F. = 30° S), ein Gang zersetzten jungeruptiven Gesteins, Quarzkonglomerate, Tone und Sandsteine (Str. = N 65° E, F. 20° S), beim Weiler La Boca zersetztes Eruptivgestein, dann Mergelkalke (Str. = N 50° W, F. = 35° SW), tonige Mergel (Str. N 85° E, F. = 30° S), darauf weithin Kalksteine, die zuweilen mit tonigen Schichten wechsellagern (Einfallen mäßig, zunächst nach SE, dann E, hierauf S); in der Folge sind die Kalksteine fast horizontal, nach einem schmalen Gang jungeruptiven Gesteins fallen sie wieder südöstlich ein und zeigen Spuren von Rudisten und Nerineen, noch zwei Gänge von Augitporphyrit* setzen durch den Kalkstein, dann beginnt in größerer Ausdehnung Hornblendeporphyrit, stellenweise von fluviatilen Ablagerungen überdeckt, so zwischen Uluapa und El Burro. Man beobachtet danach wieder Kalkstein, dann roten Sandstein und abermals Hornblendeporphyrit*. Jenseit Nombre de Dios ist das Anstehende von Geröllagen bedeckt; die Gerölle bestehen größtenteils aus Quarzkonglomeraten, seltener aus Kalk und Porphyrit. Letzterer steht bei La Laguna wieder an, ebenso am Rio Telica, während die Sabannenregion zwischen den beiden eben genannten Örtlichkeiten nichts Anstehendes beobachten läßt; die Hügel, die aus der Ebene hervorragen, bestehen jedoch aus jungeruptivem Gestein. Bei Tilapa steht Augitandesit an, dann folgen Breccien des jungeruptiven Gesteins, mit gelegentlichen Einschlüssen von Quarzkonglomeraten, Sand- und Kalksteinen. Sie müssen verhältnismäßig jung sein, die Schichten sind aber energisch geneigt und zeigen sehr wechselndes Streichen und Fallen (wohl entsprechend der alten Geländeoberfläche?). Bei Boca del Monte stehen rote Sandsteine und Konglomerate an, mäßig nach NNE einfallend; da und dort liegen auch Blöcke eines roten jungeruptiven Gesteins am Wege, die wohl von nahen Gängen herrühren. Es folgen Mergelkalke (Str. = N 75° E, F. = 15° S)

ganz zersetztes jungeruptives Gestein, Kalkstein und Tone (Str. = N 65° W, F. = 65° N) Melaphyr, Kalkstein, roter Sandstein, Kalkstein (Str. = N 75° E, F. = 45° N), feinkörnige Konglomerate, bei El Urbal Kalksteine und Sandsteine, dann Melaphyr, rote Tone und Quarzkonglomerate, Quarzit, zersetztes Eruptivgestein [1]). Am Bache Pié de la Cuesta stehen Tonschiefer an (F. = 45° S), dann folgen wieder jungeruptive Gesteine, bis dieselben bei Juticalpa unter einer ausgedehnten Decke von Flußsedimenten verschwinden.

Die Flüsse Guayape und Jalau führen vorzugsweise Gerölle von Glimmerschiefern und Quarzkonglomeraten; beide zeigen große Kiesbänke und starke Neigung zur Veränderung des Laufes. An der Quebrada del Encino stehen Quarzkonglomerate an, später Phyllite (Str. = N 70° W, F. = 15° N), Glimmerschiefer (Str. = N 80° W, F. = 20° S), zersetzter Granit, Quarzkonglomerat, Mergel und Sandsteine (Str. = N 40° E, F. = 45° NW), Phyllit (Str. = N 25° E, F. = 50° W), Quarzit (Str. = N 70 E, F. = 70° N), Phyllit (Str. = N 45° E, F. = 50° NW, dann Str. = N 78° E, F. = 45° N, später Str. = N 5° W, F. = 20° W und Str. = N 40° E, F. = 35° NW, schließlich Str. = N 75° W, F. = 45° S), Quarzit und wieder Phyllit (Str. = N 45° E, F. = 40° NW). Auf der Paßhöhe der Sierra de Zacualpa stehen Tonschiefer an, später wieder Phyllite, die bei Zacualpa unter einer Decke von Flußsedimenten verschwinden. Die Flüsse, die man fernerhin überschreitet, zeigen oft schöne Terrassenbildungen. Der Rio Siale führt Gerölle von Quarzit, Quarzkonglomerat, Phyllit und Glimmerschiefer; beim nächsten Bache stehen Quarzkonglomerate an, am Rio de S. Julian Tonmergel, beim Rio Savala Phyllit (Str. = N 55° E, F. = 50° SSE); der gleichnamige Fluß führt Gerölle von Glimmerschiefer, Phyllit, Sandstein und Diabas*, ebenso der Rio de Sabaneta. Zwischen den Weilern Las Cañadas und Sabanetas stehen quarzitische Sandsteine an, dann Tonschiefer, erst steil südlich, dann mäßig ostsüdöstlich einfallend, vor Ocotal Quarzit, der wieder blaue Tonschiefer mit viel Glimmer enthält (Str. = N = 5° E, F. = 70° E); gelbe glimmerfreie Tonschiefer (Str. = N 25° E, F. = 60° WNW); Quarzit (Str. N 85° E, F. = 45° N); bei Guajinicuil Tonschiefer, Quarzit und Quarzkonglomerate, dann in mehrfachem Wechsel mit meist nordwestlichem Einfallen wieder Tonschiefer und Quarzite, die bei El Junquillo mäßig bis steil westlich, dann nordwestlich, schließlich östlich und bei Coyolito nordwestlich einfallen. Bei El Nance steht Quarzkonglomerat an; in der folgenden Savanne ist das Anstehende aber von jungen Deckgebilden verhüllt, und erst jenseit S. Maria streichen Tonschiefer, Quarzit und Quarzkonglomerate wieder stellenweise aus; wieder verschwindet dann das Anstehende unter Deckgebilden; bei S. Isídoro und S. Francisco treten glimmerhaltige Tonschiefer in geringer Ausdehnung zutage. Jenseit Escuapa trifft man zunächst viel Granitgrus, im folgenden Bache Gerölle von Granit, Diabas*, Phyllit und Glimmerschiefer; es folgen dann anstehend Diabas, Quarzit und Granit. Der Granit bildet hier das Gros des Grenzgebirges zwischen Honduras und Nicaragua; Gänge feinkörnigen Granits durchziehen auf der hondureñischen Abdachung vielfach den grobkörnigen Granit; die Bäche führen neben diesen Granitvarietäten auch zuweilen Gerölle von Glimmerschiefern. Jenseit El Limon ist das Anstehende vielfach von quartären Deckgebilden verdeckt; vor Las Labranzas treten aber Glimmerschiefer und Quarzite zutage. Die linksseitigen Zuflüsse des Rio Jalapa führen meist Granitsand, seltener Glimmerschiefer-Gerölle. Bei Muyuca steht Granit an, hernach Glimmerschiefer, erst flach östlich, dann nördlich einfallend, schließlich seiger bei nordsüdlichem Streichen. Jenseit El Jícaro folgen Granit, Glimmerschiefer (Str. = N 50° W, F. = 40° SW), Granit, Glimmerschiefer, Granit, Glimmerschiefer mit vielfach wechselndem Streichen und Fallen. Beim

---

[1]) Halbwegs zwischen El Urbal und Pié de la Cuesta brach die Nacht herein, so daß ich nur durch gelegentlich aufgelesene und nachher untersuchte Gesteinsstücke das Profil einigermaßen fortführen konnte.

Rio Quilali steht stark zersetzter Rhyolit (oder Trachyt?) an, dann wieder Glimmerschiefer, Basalt, bei Pijivalle eine Art Sandstein (?) mit starkem Goldgehalt; dann Basalt, bis quartäre Ablagerungen das Anstehende verhüllen; halbwegs zwischen Guanzapo und S. Cruz tritt noch einmal stark gefältelter Glimmerschiefer zutage (Str. = N 55° E, F. = 20° N). Jenseit S. Cruz am Rio Pantasmo stehen aber jungeruptive Gesteine an (jenseit Alule von Savannenboden überdeckt). Am Paso Real und bei Guale steht Basalt an, dann folgt Rhyolit (bei S. Geronimo) und schließlich die große Basaltdecke von Jinotega, in deren Vertiefungen sich ausgedehnte Ablagerungen von fluviatilen und äolischen Absätzen befinden.

II. Nicaragua[1]).

11. Santa Cruz — Cabo Gracias á Dios (1900).

Vorbemerkung: Dieses Profil längs dem Rio Coco ist nicht aufgezeichnet worden, weil es sich wegen der zahlreichen Flußwindungen nicht dazu eignet.

Bei S. Cruz stehen Phyllite an, erst flach südwestlich fallend, dann horizontal, darauf mäßig nordwestlich, schließlich südsüdwestlich einfallend. Es folgen Glimmerschiefer mit vorwiegend ostnordöstlichem Streichen und wechselndem Fallen; bei Vijia zeigen die stark gefältelten Glimmerschiefer Str. = N 75° W, flach, erst nördlich, dann südlich einfallend. Es folgen Diorit, dann wieder Glimmerschiefer (erst südlich, dann westlich, hierauf wieder südlich, nordwestlich, südlich, oft nordöstlich einfallend), Granit, hornblendehaltiger Gneis (F. = 30° SSE), Glimmerschiefer mit wechselndem Streichen und Fallen, zersetzter Porphyr, später Basalt. Der Rio Quá führt Gerölle von Porphyr, Melaphyr, Andesit, Basalt. Es folgen eine Strecke weit jungeruptive Gesteine und Konglomerate davon, dann Glimmerschiefer (?, nur von weitem gesichtet! Str. = N 75° E, F. = 15° N, dann Str. N 55° E, F. = 15° S); Grauwacke (Str. = N 25° E, F. = 50° ESE); nahe den Stromschnellen von Fujipani schieferiges Sedimentärgestein (Str. = N 45° W, F. = 20° NE, später Str. = N 25° W, F. = 20° W). Es folgen kristallinische Schiefer, zunächst Str. = N 35° E, F. = 25° WNW, dann Str. = N 55° E, F. = 20° SE, Str. = N 5° E, F. = 30° E, Str. = N 45° E, F. = 65°, später 20° NW, bei Stromschnelle Kunkunvatla Str. = N 65° E, F. = 70° bis 20° N, sehr starke Fältelungen, darauf Str. = N 15° E, F. = 30° E, beim Bach Kunkung Str. = N 75° E, F. = 20° N, dann folgt flaches westliches, darauf mäßiges nördliches, dann östliches, hierauf auf weite Strecken hin nordwestliches Einfallen; im Gestein zeigen sich starke Fältelungen und zahlreiche Brüche, beim Bach Yacalvas steiles nördliches Einfallen. Es folgen teils Gneise, teils Glimmerschiefer, die ich vom Boote aus nicht mit Sicherheit zu unterscheiden vermochte. In der Nähe des Baches Pampa Kumani ist das Einfallen der kristallinischen Schiefer vorwiegend südlich, beim Bach La Ceiba nördlich, beim Rio Paná flach südlich, dann westlich, wiederum südlich, nördlich, südlich, um beim Rio Poteca wieder westlich zu werden. Dieser Fluß führt an seiner Mündung vorwiegend Gerölle von Glimmerschiefer, Phyllit und Quarz. Mr. John Nickoll hat aber im Mittel- und Oberlauf des Flusses auch Hornfels, Amphibolgneis, Quarzitschiefer; Amphibolit und umgewandelte Melaphyre (oder Basalte?) gesammelt.

Es folgen Glimmerschiefer, meist stark gefältelt, mit vorzugsweise ostnordöstlichem Streichen, bei Van Blan Gneis (Str. = N 75° W, F. = 60° S, dann Str. = N 85° E, F. = 35° N, bei Van Blan Silpi Str. = N 35° E, F. = 90°). Darauf steht Propylit an, bei Peiteiasan wieder kristallinische Schiefer, erst steil östlich, dann mäßig westsüdwestlich,

[1]) Vgl. hierzu einen Teil der Profile 6, 10, 16, sowie die von Dr. Hayes gegebenen Profile aus dem südlichen Nicaragua im Report der Nicaragua Canal Commission 1897—99.

zuletzt südöstlich fallend; zwei Eruptivgänge streichen über den Fluß, und beim Bach Iti zeigen die kristallinischen Schiefer wieder südsüdöstliches Einfallen, später östliches. Nach einer kurzen Lücke im Profil wegen eingetretener Dunkelheit beobachtete ich am nächsten Tage wieder jenseit der Stromschnelle von Latasbacan Gneis und Propylit (oder Hornblendeandesit?), darauf kristallinische Schiefer, bei der (aufgelassenen) Mine Español einen Propylit- (oder Diorit-?)Gang in den kristallinischen Schiefern, die später bei ostwestlichem Streichen fast seiger sind. Bei Kiulna steht zersetzter Basalt an; dann folgen weithin kristallinische Schiefer mit stark wechselndem Streichen und Fallen, dann und wann von schmalen Streifen von Eruptivgesteinen durchzogen, unter denen der feinkörnige Granit oder Granulit von Dávuit besonders hervorgehoben sein möge. Kurz vor der gewundenen Enge des Callejon trat wieder wegen Dunkelheit eine kurze Unterbrechung des Profils ein (während die Flußaufnahme bei Laternenschein fortgeführt werden konnte).

Die Enge des Callejon wird durch Quarzite (Str. = N 65° E, F. = 50° SSE) erzeugt, die mit den kristallinischen Schiefern wechsellagern; es folgen Konglomerate, Quarzit und kristallinische Schiefer (Str. = N 50° W, F. = 30° NE). Am Fall Kivus stehen Quarzit, Grauwacken, Tonschiefer, Gneise und Basalt an. Es folgen wieder Schiefer (kristallinische?) Str. = N 65° E, F. = 70° bis 80° N, und später Quarzit oder Eruptivgestein (vom Boote aus nicht mit Sicherheit zu erkennen), dann Schiefer mit gelegentlich eingeschalteten Quarziten, mit vorwiegend nahezu ostwestlichem Streichen. Kurz vor dem Bache Lensivas nahm ich Gesteinsproben von Sphärulitfels mit (nicht anstehend). Beim genannten Bache steht Kalkstein an, steil südwestlich einfallend, dann beobachtet man rote Sandsteine, Quarzite und Quarzkonglomerate (Str. = N 65° E, F. 50° N), dann Kalk (Str. = N 75° E, F. = 20° N), bei Tilba Crivan Schiefer (Str. = N 25° W, F. = 10° E), Quarzkonglomerate und wieder Schiefer, mäßig nordnordöstlich einfallend. Später bemerkt man darüber in den höheren Berglagen Kalksteinwände. Bei Biravas beginnt Basalt (oder Melaphyr?). Bei Colon steht wieder etwas Kalkstein an, dann (vermutlich: nur vom Boote aus gesichtet) Sandstein, südlich fallend, und wieder Basaltmandelstein (oder Melaphyr). Bei Bocay selbst ist das Anstehende von den Flußablagerungen überdeckt. Im NO von Bocay fand ich anstehend Sphärulitfels, Liparit und Propylit.

Bei einem Ausflug den Rio Bocay aufwärts fand ich zunächst jungeruptive Gesteine anstehend, dann Kalkstein, zunächst flach östlich, dann mäßig südwestlich einfallend. Bei der Stromschnelle Umbul beginnt wieder Basalt, bei der Stromschnelle Sámasca Konglomerate desselben Gesteins. Beim Falle Aucatulu steht Grauwacke oder zersetzter Basalt (Melaphyr?) an; es folgen zersetzte jungeruptive Gesteine nebst ihren Tuffen und Breccien. Der Rio Vuina führt Gerölle von Basalt (oder Melaphyr) und Rhyoliten, aber auch gelegentlich von Kieselschiefern.

Unterhalb Bocay wechseln Basalte und Kalksteine zweimal miteinander ab; beim Bache Vaiauas aber stehen graue Tonschiefer an (Str. = N 25° W, F. = 60° W), und wieder in zweimaligem Wechsel jungeruptive Gesteine und Kalksteine, wobei erstere den letzteren auflagern. Bei Pansic stehen Schiefer an[1]) (Str. = N 55° W, F. = 15° N), jungeruptives Gestein, Schiefer (Str. = N 55° E, F. = 45° S), Kalkstein (Str. = N 35° E, F. = 35° SE, später nördliches, dann südliches Einfallen), jungeruptives Gestein; bei der Stromschnelle Pansic Kalkstein (Str. = N 35° E, F. = 60° ESE), ein Jungeruptivgang, Kalkstein (Str. = N 25° E, F. = 40° E, dann Str. = N 35° E, F. = 60° SE); beim Bache Inipuas ein Jungeruptivgesteinsgang, sonst Kalkstein (F. = 60° E); zwischen Bach Sná-

[1]) Die folgenden Einzelheiten sollen ausführlich angeführt sein, da sie auf der Karte nur roh angedeutet werden konnten. Ob nicht manche der vom Boote aus als jungeruptiv angesprochenen Gesteine sich bei genauer Prüfung als etwas anderes erweisen würden, muß dahingestellt sein.

lauan und Anivuas dreimaliger Wechsel von jungeruptivem Gestein und Kalk; vor Anivuas nochmals jungeruptives Gestein, dann Schiefer, zuweilen mit eingeschaltetem Quarzit mit wechelndem Streichen und Fallen; bei Yaluc wieder jungeruptive Gesteine, während man deutlich erkennt, daß der Berg gleichen Namens mit Kalksteinen gekrönt ist. Es folgen Tonschiefer, Kalkstein, Tonschiefer, Kalkstein (F. = 40° N); beim Bächlein Caujravita ein Dioritgang, Tonschiefer, Kalkstein, bei Sisinavica Diorit, dann Kalk und Tonschiefer (Str. = N 5° E, F. = 45° E). Diorit (bzw. Hornblendegranit) steht bei Burimac und Pania sowie beim Falle Valaquitan an. Erst bei den Lacus-Fällen trifft man wieder Kalksteine und Kalkschiefer mit viel Quarz (Str. = N 5° W, F. = 90°) neben Diorit an, beim Fall Españolquitan Diorit; beim Bache Kyras Tonschiefer, steil nordnordwestlich fallend, zersetzter Andesit(?), Quarzit (oder Tonschiefer?, vom Boote gesichtet), östlich fallend, Eruptivgestein, Tonschiefer (Str. = N 65° E, F. = 40° N); zersetzter Diorit und Tonschiefer (Str. = N 25° E, F. = 60° E) am Falle Kyras selbst. Es folgen wieder Eruptivgestein, Kalkstein, Tonschiefer (Str. = N 55° E, F. = 40° SE bei der Stromschnelle Turuquitan). Später decken Alluvionen zum Teil das Anstehende zu; bei Puruvas treten wieder zersetzte Basalte zutage, die Stücke von Kalksteinen und Schiefern einschließen. Es folgen kieselreiche Schiefer (F. = 40° E), Konglomerate, Alluvionen. Bei Trausirpi fallen die Tonschiefer mäßig nordwärts, beim Falle Pistolquitan die Tonschiefer, Kieselschiefer und Grauwacken mäßig ostwärts, später nordwärts ein. Es folgen Alluvionen, vor dem Falle Keyrasa Diabas, Schiefer und Konglomerate, mäßig nach E einfallend; am Ende des Falles bemerkt man senkrechtstehende Platten von Diabas. Es folgen teils Schiefer, teils junge Eruptivgesteinskonglomerate, dann wieder Schiefer (F. = 30° S) und nochmals Eruptivgestein mit seinen Konglomeraten. Bei Avavas stehen junge Eruptivgesteine an; es folgen Schiefer (bald östlich, bald westlich fallend), Kalksteine, Konglomerate, Sandsteine, mäßig nordwestlich fallend, Eruptivgestein, Kalkstein, Eruptivgestein, Konglomerate, bei der Stromschnelle Kiplapini Schiefer (F. = 40° WNW), Kalkstein, dann Alluvium, beim Weiler Apaia zersetztes Eruptivgestein, wenig unterhalb junge Breccien mit Einschlüssen junger Eruptivgesteine. Bei Umra bemerkt man zwei Flußterrassen, 4 bzw. $6\frac{1}{2}$ m überm Flußspiegel. Bei Sangsang steht stark zersetzter Basalt (oder Melaphyr?) an, ebenso bei Carasantan, bei Tubintara Tuffe (junge feinkörnige Breccien, Str. = N 35° E, F. = 30° SE), ebenso bei Námacat (fast horizontal), bei Cringering zersetzte Melaphyre oder Basalte, bei Vuinac Basalt, oberhalb Saujpáni Tuffe (Str. = N 75° W, F. = 15° S) und grobe Konglomerate, aus jungeruptiven Bestandteilen zusammengesetzt, bei Vaspuc Melaphyr und dessen Tuffe und Konglomerate. Hier trifft meine Aufnahme mit Dr. Mierischs Route von 1893 zusammen.

Bei Bukbuk stehen Konglomerate jungeruptiver Gesteine an, bei Singli Basalt, es folgen diluviale Kiesbänke, flach flußabwärts einfallend, beim Bächlein Sujui und der Felseninsel Lalpau Basalt, bei Mucu sirpi zersetzter Andesit; dann folgen Tuffe oder Kiesbänke, fast horizontal gelagert, bei S. Geronimo, Pul sirpi, Leimus Basalt (oder Melaphyr), bei Saulala horizontale Kiesbänke; bei Cájcöyeri streichen Basaltriffe über den Fluß hinweg, ebenso bei Mucurin, während sonst nichts Anstehendes zu bemerken ist; bei Kiselaya[1]) beobachtet man Konglomerate, bei Saupuca Kiesbänke, bei Saeling Konglomerate mit tonigem Bindemittel. Weiter flußabwärts scheinen nur junge Bildungen vorhanden zu sein; bei Sauas sind die Uferbänke bereits ganz tonig und werden seewärts immer flacher und flacher bis zum Delta des Rio Coco am Cabo Gracias á Dios.

---

[1]) Für diesen Punkt wie für die Mündung des Suki und eine kurze Strecke am Unterlauf des Vaspuc gibt Mierisch rote sandige Tone an, die er der Triasformation zuschreiben möchte.

12. S. Ubaldo—Agua caliente (1899).

Bei S. Ubaldo stehen jungeruptive Gesteine an, welche zuweilen plattige Absonderung zeigen (scheinbares Einfallen 50° SSE). In den Ebenen verschwindet das Anstehende zumeist unter sehr tiefgründigem Tonboden, der hierher von den Erhebungen aus hingeschwemmt worden ist.

Von El Guiscolar aus erstieg ich den schönen Kegelberg Cosmatepe, der Levys »Pan de Azucar« entsprechen und damit seiner hypothesischen zweiten Vulkanreihe angehören dürfte. Der Fuß des Berges besteht aus rotem jungeruptivem Gestein, die höheren Teile desselben aus Basalt, der sich deckenartig aufreiht. Die Kegelform ist hier offenbar durch Denudation entstanden; keine der benachbarten Erhebungen zeigt eine Form, die auf vulkanischen Ursprung schließen ließe. Die Hügel sind häufig oben fast horizontal abgeschnitten und brechen in steilen Wänden ab, wobei sich öfters fast horizontale Scheidelinien zwischen verschieden gefärbten Gesteinslagen, Tuffen oder Eruptivgeröll-Konglomeraten zeigen.

Überall stehen jungeruptive Gesteine an, wo nicht Tonboden oder Tuffe das Anstehende überdecken; das Gestein ist aber häufig stark zersetzt. Am Rio Benque trifft man eine Unzahl von Kieselgeröllen am Wege, unter denen sich schöne verkieselte Hölzer finden. Anstehend habe ich sie nicht beobachtet.

Am Rio Mico bei Agua caliente stehen Tuffe und feinkörnige Breccien an, die N 35° E und 10° ESE einfallen (jungtertiär). Der Fluß führt Gerölle von jungeruptiven Gesteinen von Kieseln und versteinerten Hölzern.

13. Agua caliente—Matagalpa (1899).

Auf dem Wege von Agua caliente bis S. Tomas stehen fast ausschließlich jungeruptive Gesteine an; an einigen Stellen sind aber Kieselknollen mit versteinerten Hölzern so häufig, daß man annehmen muß, sie stehen dort an. In der Nähe von S. Tomas sind die jungeruptiven Gesteine von mächtigen Tuffschichten überdeckt, welche fast horizontal gelagert sind und dem Gelände den Charakter einer Tafellandschaft aufprägen. Gegen das Tal des Rio Mico brechen diese Tuffflächen ab, und oft bemerkt man, dem Tuffland vorgelagert, durch Erosion davon abgetrennt, kleinere oder größere Tuffinseln, oben ebenflächig im gleichen Niveau wie die Haupttafel.

Unter den Tuffen stehen jungeruptive Gesteine an, die in der Nähe von La Libertad öfters von mächtigen Quarzgängen durchzogen sind. Manche dieser Quarzgänge sind goldhaltig und werden darum abgebaut: die Zerkleinerung des Ganggesteins erfolgt durch Pochwerke, das Gold wird durch Amalgamation ausgezogen.

Besondere Mächtigkeit (mindestens 150 m) erlangen die feinkörnigen Tuffe und die mit ihnen wechsellagernden Konglomerate und Breccien jungeruptiver Bestandteile bei Comalapa und geben dadurch dem Gelände in ausgezeichneter Weise den Charakter einer Tafellandschaft, die durch Erosion bereits ziemlich stark zerstört ist. Einzelne härtere Bänke ragen bei den Steilabstürzen leistenförmig über die übrigen Tuffschichten hervor und sind daher weithin an den Berghängen zu verfolgen.

Nördlich von Comalapa treten die Tuffe etwas mehr zurück, sie spielen aber bis Matagalpa selbst noch immer eine recht bedeutende Rolle. Die allenthalben zutage tretenden Eruptivgesteine sind (nach Dr. Mierisch [1]) Porphyre und Melaphyre, zuweilen (so zwischen S. Ramon und Matagalpa) von Andesitgängen durchbrochen. Bei S. Ramon steht Diabas an, der, besonders im Kontakt mit Porphyr, reich an Erzadern ist. Bei Tierra azul und S. Geronimo trifft man Kieselknollen und versteinerte Hölzer am Wege.

[1]) Pet. Mitt. 1895, S. 57.

14. Matagalpa—Leon (1899).

Auf dem Wege von Matagalpa bis Tolapa stehen verschiedenartige jungeruptive Gesteine und Tuffe an, jedoch in vielfachem Wechsel neben- und übereinander, so daß es nur bei sehr eingehenden Aufnahmen möglich sein wird, die verwickelten geologischen Verhältnisse der Gegend klarzulegen. Gute Aufschlüsse zeigt ein isolierter Hügel zwischen Quebrada honda und Chagüitillo, und dadurch wurde es mir möglich, festzustellen, daß unten Basalte (Teile einer Decke) anstehen, darüber Tuffe und über diesen wieder die Reste einer Rhyolitdecke sich befinden.

Bei Tolapa betritt man eine ausgedehnte Tiefebene, deren tiefgründige Tonböden nichts Anstehendes erkennen lassen. Von Malpaisillo an bis über Rota hinaus bemerkt man links vom Wege das große junge Lavafeld des Pilas[1]. Auch Reste von alten Lavaströmen des Rota beobachtet man zur Rechten. Von Rota bis Leon bleibt man auf lockeren vulkanischen Auswürflingen, die zunächst hauptsächlich aus Lapillis, späterhin aus feinkörnigen Aschen bestehen. Letztere setzen die fruchtbare Ebene von Leon zusammen.

15. Managua—Baltoana (1899).

Von Managua ab über die ganze Sierra von Managua hinweg bis in die Nähe von S. Clara findet man nur vulkanische Auswürflinge, die vielfach zu lockeren Tuffen verkittet sind. Bei El Salto treten versteinerungsführende tertiäre Kalksteine auf, bei S. Rafael del Sur auch Mergel in fast horizontaler Lagerung. Am Rio de los Hurtados stehen Mergel und Sandsteine an, die viele vulkanische Materialien enthalten und ganz flach südöstlich einfallen. Am Rio de los Gutierrez beobachtet man Kalktuff mit jungtertiären Versteinerungen; der Fluß führt auch Gerölle von Schiefertonen. Bei Baltoana beobachtet man teils zersetzte jungeruptive Gesteine, teils vulkanische Sande, teils Mergel.

III. Costarica.

16. Ometepe—S. Juan del Sur—Liberia (1899).

Der Vulkan Ometepe, der 1883 seinen letzten Ausbruch gehabt hatte, besitzt seinen Krater an der östlichen Abdachung. Leider konnte ich wegen ungünstiger Witterung vom Gipfel aus keinen Einblick in denselben bekommen. Die westliche Abdachung zeigt längs der Anstiegsroute nur an wenigen Stellen anstehende Lava; meist wandert man über lockere Lapilli, die stellenweise leicht miteinander verkittet sind. Im Dorfe Moyogalpa selbst bemerkt man zusammengebackene vulkanische Schlacken und dazwischen eine etwa 1 m mächtige Lage kompakter Lava.

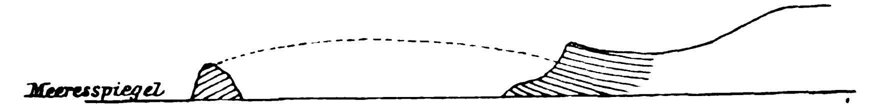
Ein breiter, aber nicht sehr tiefer Seearm trennt die Insel Ometepe vom Festland. Auf dem Wege von S. Jorge nach Rivas bemerkt man nichts Anstehendes. Bei Rivas aber beginnen tuffartige, aus jungeruptivem Material gebildete, mergelähnliche und sandsteinartige tertiäre Schichten, die mit dünnen tonigen Bänkchen wechsellagern und in Rivas selbst fast horizontal gelagert sind. Bei El Jocote verschwindet das Anstehende unter ziemlich mächtigem, dunklem Tonboden, der infolge seiner Wasserundurchlässigkeit in der Regenzeit schwer passierbare Sümpfe erzeugt, während in der Trockenzeit der Boden von Rissen und Sprüngen durchzogen ist. Die Vegetation über solchen Tonböden ist armselig und trägt mit Ausnahme der Crescentia-Bäume (»Jicaros«) nur wenig Bäume. Man nennt solche Gebiete in Salvador, Honduras, Nicaragua und Costarica nach der charakteristischen

[1]) Zeitschr. der Deutsch. Geol. Gesellschaft 1899, S. 580.

Baumart »Jicarales«; dieselben nehmen in den genannten Republiken ziemlich große Flächen ein, so auch bei S. Ubaldo und zwischen Tolapa und Malpaisillo (Profil 13 und 14).

Bald nach El Jocote beginnt das Gelände anzusteigen und zugleich treten wieder die leider ganz versteinerungslosen, tertiären, tuffähnlichen Schichten mit energischerem Einfallen (bis 35° SSW) zutage. Kurz vor S. Juan del Sur beobachtet man flaches nördliches Einfallen (10°), dann horizontale Lage und zuletzt flaches westliches Einfallen.

Von S. Juan del Sur bis zur Salinas-Bai folgt der Weg im allgemeinen der Meeresküste; er entfernt sich von derselben auf kurze Strecken nur beim Überschreiten der kleinen steilen Hügelzüge, die in Steilwänden gegen das Meer zu abbrechen. Die anstehenden tertiären Mergel und Sandsteine zeigen meist flaches, selten mäßiges, zunächst südliches, dann südwestliches Einfallen. Kurz vor Iscamequita bilden die tertiären Schichten flache Falten, wie an den Steilwänden und den ihnen vorgelagerten Klippen deutlich sichtbar ist.



Am Wege bemerkt man später mäßiges (40°) westliches Einfallen. Der Rio Iscamequita führt Gerölle tertiärer Gesteine, wie sie auch in der Nachbarschaft anstehen. Das Gestein ist zuweilen stark verkieselt; meist fallen die Schichten in der Folge flach südwestlich bis westlich ein.

Bei Abajo La Cruz steht stark zersetztes jungeruptives Gestein (oder ein Tuff?) an, nochmals folgen tertiäre Mergel, mäßig nach SSW einfallend, dann eine weit ausgedehnte jungeruptive Gesteinsdecke, auf der das Anstehende manchmal von einer Breccie, bestehend aus Bruchstücken desselben Eruptivgesteins, überdeckt ist.

Von der Hacienda La Hacha aus erstieg ich über ausgedehnte alte Lavaströme hinweg den Vulkan Orosi, dessen großer Krater (Durchmesser ca 900 m) gegen SSW vollständig geöffnet ist. Der Orosi baut sich aus Basalt auf.

Bald nachdem ich einen Quellfluß des Rio Tempixque überschritten hatte, fand ich Rhyolit anstehend. Das Plateau von S. Rosa und Liberia ist von Tuffen gebildet, aus denen dann und wann das anstehende jungeruptive Gestein zutage tritt.

Auf dem Wege von Liberia nach El Sardinal bemerkt man zunächst weiße Tuffe, die Quarz und Glimmer einschließen. Bei El Sardinal selbst steht Quarzit mit Jaspis an (nach K. v. Seebach quarzitische Sandsteinschiefer) und ein grünes hartes Eruptivgestein, das zumeist stark zersetzt ist.

17. Cocosbai — Chira (1899).

An der Cocosbai selbst und auf dem Wege von dort nach El Sardinal steht überall das grüne Eruptivgestein an, das auf der Halbinsel so große Verbreitung hat und wahrscheinlich Diorit ist. Stellenweise ist es allerdings von Sanden und Geröllen überdeckt.

Von El Sardinal bis S. Cruz und Nicoya trifft man als Anstehendes das grüne Eruptivgestein an, oft sehr stark zersetzt, manchmal auch weithin von tiefgründigem Boden oder (beim Rio Cañas) von Schwemmland überdeckt. Die Flüsse führen vorzugsweise Gerölle des grünen Eruptivgesteins, gelegentlich auch von Jaspis und Dacit. An einigen Stellen (so bei Sabana grande) stehen aber auch schmale Streifen sandiger Mergel an (F. = 60° S, später F. = 35° NE, dann 45° N, wieder 35° SE und bei Nicoya selbst 35° N), sowie etwas Rhyolit. In der Nähe von Nicoya steht auch etwas Kalkstein an.

Zwischen Nicoya und La Colonia stehen nur an wenigen Stellen metamorphosierte kieselreiche Schichtgesteine an, bei La Colonia auch Rhyolit. Die Bäche führen Gerölle des grünen Eruptivgesteins und etwas Quarz.

Auf dem Ausflug von La Colonia nach Huacas beobachtete ich am Fuße des Gebirges Mergel anstehend (Str. = N 75° W, F. = 15° N), sonst grünes Eruptivgestein. Südöstlich von Las Huacas steht Kalkstein an (Str. = N 55° W, F. = 20° SW). Außerdem steht Kalkstein, wie ich durch Erkundigung erfuhr, auch bei Humo, Juan de Leon und einigen anderen Orten an.

Zwischen La Colonia und Vijilla bemerkt man stark zersetztes, grünes Eruptivgestein, bei Vijilla selbst grauen, mergeligen Kalkstein, bei Jesus grünen grobkörnigen Sandstein, der in Breccien übergeht. Unterhalb des Hauses von Jesus beginnen die tiefgründigen alluvialen Mangroveböden.

Die Insel Chira besteht aus Quarzit und Sandsteinen; Streichen und Fallen war nicht festzustellen. Auf der Insel Venado scheint wieder das grüne Eruptivgestein anzustehen, wenigstens holten die Bootsleute, als wir bei Nacht die Insel anliefen, einen großen Stein dieser Art von der Küste der Insel. Die Insel San Lucas besteht aus Mergeln, welche mit feinkörnigen Konglomeraten und lockeren, kugelig-schalig sich absondernden Sandsteinen wechsellagern. Nach ihrer Ähnlichkeit mit den tertiären Gesteinen der Landenge zwischen Nicaragua-See und Pazifischem Ozean glaube ich ihnen dasselbe Alter zusprechen zu können. Am Eingang der Bucht von S. Lucas fallen die Schichten flach südlich ein, auf der mittleren Landenge der Insel mäßig nach O.

18. Punta Arenas — S. José — Old Harbour (1899).

Puntarenas liegt auf einer schmalen sandigen Landzunge. Sobald man das Festland betritt, steht jungeruptives Gestein an. Dasselbe ist an vielen Stellen außerordentlich stark und tief hinein zersetzt, so daß manchmal nur noch einzelne Kerne festen Gesteins übrig geblieben sind. Diese hat Rob. T. Hill[1]) als Gerölle angesehen und demgemäß an solchen Stellen von einem boulder clay gesprochen. Stellenweise sind die eruptiven Gesteine auch durch Tuffe verdeckt, auf der Hochebene von Alajuela bei S. José meist durch lockere vulkanische Auswürflinge. Im Berge von Aguacate durchziehen erzführende Quarzgänge das Eruptivgestein (Abbau auf Gold).

Auf der Eisenbahnstrecke von S. José über Cartago bis Tucurrique fährt man an den terrassenförmig aufsteigenden Hängen der Vulkane Irazu und Turrialba dahin und beobachtet deshalb nur vulkanische Gesteine. Einige Kilometer südlich von Cartago, am Badhaus von Agua caliente, steht aber blauer Kalkstein an, der etwa 25° W einfällt.

Bei Tucurrique treten gelbe Sandsteine und Mergel auf, die bald südlich bald nördlich einfallen (8° bis 45°). Zwischen Las Pavas und Aragon stehen wieder jungeruptive Gesteine an, ebenso auf dem Wege von Aragon nach Tuis (bei Suiza Andesit). In ähnlicher Weise herrschen junge Eruptivgesteine auch weiterhin bis zum Rio Taina (Estrella) hin und nur an wenigen Stellen treten sedimentäre Gesteine auf: Mergel, Sandsteine und Kalk beim Abstieg nach Bururi und in der Nähe von Xiquiari. Die Gerölle mancher Flüsse und Bäche beweisen aber, daß die geologische Beschaffenheit des Hinterlandes doch etwas mannigfaltiger ist, als am Wege selbst zu bemerken ist, wo zudem vielfach tiefgründiger Boden das Anstehende verhüllt: Mergel oder Sandsteine (tertiär) führen Cabeza del Buey, Pacuare, Tzipirí, Chiripó, Xiquiari und Taina, Konglomerate Chiripó, Xiquiari und Taina, Diorit und Quarz der Pacuare und Chiripó, Tonschiefer, Quarzit, Kalkstein, Diabas der Taina, Granit der Taina und Chiripó, Propylit, Melaphyr der Chiripó. Porphyrgerölle führt der Muin, der bei Muiná sich in den Taina ergießt. An der Einmündungsstelle stehen mergelige, dünnbankige Kalksteine an, die seiger in N 65° W streichen.

[1]) Geol. History of the Isthmus of Panamá and Portions of Costarica (Bull. Mus. Comp. Zoology, Bd. XXIII, Nr. 5; Cambridge, Mass., 1898).

Weiter flußabwärts zeigen die Kalksteine, die nun zuweilen sehr dicke Bänke bilden, Str. = N 20° W und mäßiges östliches Einfallen.

Bei Cáriñac verließ ich den Estrellafluß und fand in seinem rechtsseitigen Zufluß Yurdi zahlreiche Kalk- und Konglomeratgerölle sowie große Granitblöcke. Bald darauf steht auch Granit an, bei Cariguicha Mergel und Konglomerat (F. = 45° SE), am Bache Hárdyukuri Kalkstein (F. = 20° E); der Bach führt aber auch zersetzte Eruptivgesteinsgerölle. Es folgen nun Andesite und Basalte, meist stark zersetzt; auch etwas Granit. Der Rio Guányavari führt Gerölle von Diorit, Mergeln und Kalksteinen; nahebei stehen Mergel, Sandsteine, Konglomerate und kristallinische Kalksteine mit flachem nordöstlichen Einfallen an; darauf dürften wieder Basalte anstehen, allein der tiefgründige Boden erlaubt keinen genauen Einblick in die geologischen Verhältnisse. In der Nähe des Rio Uren steht Andesit an; der Fluß selbst führt außerdem Gerölle von Basalten, Tuffen und Mergeln. Letztere trifft man bald darauf anstehend (Str. = N 65° E, F. = 40° S und an dem viele Andesitgerölle führenden Rio Cuéndu Str. = N 75° W, F. = 15° N). Später treten neben den Mergeln auch Kalksteine auf und kurz vor Coquémata (Xicau) trifft man auch wieder zersetztes jungeruptives Gestein. Bei Coquémata selbst steht Kalkstein an (Str. = N 5° W, F. = 10° E, später Str. = N 35° W, F. = 10° SW, am Rio Coën Str. = N 40° E, F. = 25° SE), es folgt Mergel (Str. = N 55° E, F. = 20° SE); dann ging unser Weg über das Schwemmland des Rio Coën dahin. Der Fluß selbst führt Gerölle von Kalksteinen, versteinerungsführenden Sandsteinen, Mergeln, Konglomeraten, Andesit, Basalt, Tuffen, Diorit und Granit.

Bei der Einmündung des Coën in den Estrellafluß steht Quarzit (?) an; dann führt der Weg über die Alluvialebene des Estrellaflusses hin. Auf der Insel Mome steht Porphyrit an, dann folgen Mergel, erst fast horizontal, dann flach südsüdöstlich fallend. Ein linksseitiger Zufluß des Estrella, der Surui, führt Gerölle von Mergeln und jüngeren Eruptivgesteinen.

Auf dem Wege vom Estrellafluß nach Durui wandert man zunächst über eine Alluvialebene dahin, in der nur einige ganz flache Erhebungen zu überschreiten sind, gebildet von flach südlich einfallenden Mergeln und Sandsteinen. Gerölle dieser Gesteine findet man auch allenthalben in den Bächen dieser Ebene. Am Rio Xiei stehen rötliche, sehr lockere Sandsteine fast horizontal an. Dieselben scheinen wesentlich jünger zu sein als die groben Konglomerate und harten Sandsteine, die man am Rio Durui anstehend findet (Str. = N 15° E, F. = 20° W, dann Str. = 5° W, F. = 35° W, hierauf Str. = N 40° E, F. = 25° NW, an der Vereinigung des Moin mit dem Durui Str. = N 55° E, F. = 60° SSE). Die Gerölle des Rio Durui bestehen aus Mergeln, Sandstein, Konglomeraten, jungeruptiven Gesteinen, sowie Quarzit und alteruptiven Gesteinen; letztere stammen aber wohl aus den grobkörnigen Konglomeraten.

Auf dem Aufstieg zur Paßhöhe von Xirores stehen zunächst noch Sandsteine und Mergel an. Höher hinauf verschwindet das Anstehende unter dem tiefgründigen Boden; oben steht Andesit an, auch am Abstieg bemerkt man jungeruptives Gestein, bis dasselbe bei Xirores unter den großen Schottermassen verschwindet, die, von einer dünnen Bodenschicht überkleidet, die Ebene von Talamanca bilden. Die Flüsse ändern hier in Hochwasserzeiten häufig ihr Bett und sind durch zahlreiche Flußgabelungen ausgezeichnet.

Der Rio Teliri führt bei Surecar Gerölle von Granit, Diorit, Quarz, Quarzit und zahlreichen jungeruptiven Gesteinen, ferner von Konglomeraten mit kalkigem Bindemittel. Dagegen beobachtete ich keine Gerölle von Kalk-, Sandsteinen oder Mergeln, weshalb ich annehmen muß, daß W. Gabb auf seiner geologischen Manuskriptkarte des östlichen Costarica seine Tertiärformation im Flußgebiet des Teliri viel zu ausgedehnt eingezeichnet habe, während er den jungeruptiven Gesteinen eine zu geringe Verbreitung zuschrieb.

Auf der Fahrt von Sipurio nach Cuabre sieht man vielfach tertiäre Schichten an den Ufern anstehen, so an der Boca del Uren Konglomerate (mäßig nordnordwestlich einfallend, später östlich, dann westlich, bei Latzi flach westlich). Bei der Punta Piedra grande steht wohl ein Eruptivgestein an, da vom Boote aus keine Schichtung sichtbar ist; bald darauf sieht man aber eine (vermutlich sedimentäre) Bank mäßig westlich einfallen. Bei Punta Yarban stehen Mergel und Sandsteine mit mäßigem südöstlichem Fallen, bei Sibúa Mergel, 80° S fallend, bei Cuabre Sandsteine, 35° SW fallend. Zwischen Cuabre und dem Meere stehen Mergel und Sandsteine an; das Streichen und Fallen ist aber am Wege fast nirgends zu erkennen. Bei Old Harbour dehnt sich ein schönes Saumriff aus, dessen Korallen zur Zeit der Ebbe im Trocknen sind und mit eingezogenen Tentakeln die Flut abwarten.

19. San José — S. Marcos de Dota (1899).

Wenn man von S. José de Costarica aus südwärts nach Desamparados wandert, bleibt man zunächst auf mächtigen Lagen vulkanischer Auswürflinge und trifft erst bei S. Miguel Anstehendes: jungeruptive Gesteine. Beim Anstieg zur Paßhöhe von El Tablazo stehen aber sandsteinartige Gesteine an, die in allen möglichen Richtungen sich absondern, aber zuweilen ostwestliches Streichen und nördliches oder südliches Einfallen zeigen; einmal fand ich an dem Gestein den Abdruck eines Pecten. Weiterhin scheinen bis S. Marcos de Dota ausschließlich jungeruptive Gesteine anzustehen, häufig freilich in kaolinartige Massen umgewandelt, oder von Tuffen überdeckt. Bei S. Juan de Tobosí findet man Achat; auch Gips soll in guter Qualität dort vorkommen.

Der Rio Candelaria führt außer jungeruptiven Geschieben auch Gerölle von Kalkstein, Diorit, groben Konglomeraten, die Dioritstücke einschließen, und Granit; der Rio Tarrazú führt u. a. Gerölle von Quarzit, der Rio de S. Marcos von Quarzit, Diorit und Granit neben den gewohnten jungeruptiven Geschieben. Dioritblöcke findet man auch bei El Tambor auf dem Wege von Tablazon nach Cartago. Es muß also ein Kern alter Eruptivgesteine sich im Herzen des hier von jungeruptiven Geröllen überkleideten Hauptgebirges von Costarica hinziehen.

20. Golf von Nicoya — Rio Frio (1899).

Sobald man den Nicoya-Golf bei Boca del Toro verläßt und in den Rio Tempixque einfährt, bemerkt man zu beiden Seiten des Flusses Kalkstein anstehend, der hier eine Reihe von ansehnlichen Hügeln aufbaut. Jenseit dieses Kalksteinstreifens beobachtet man nur noch flache, von Mangrovegehölz bestandene Alluvialgebilde zu den beiden Seiten des Tempixque und des Bebedero, und erst bei der Hacienda Catalina treten wieder niedrige Hügel an den Fluß heran, die gleichfalls aus Kalkstein bestehen sollen.

Auf dem Wege von El Bebedero nach Las Cañas findet man zahlreiche Gerölle jungeruptiver Gesteine, selten von Quarz, auf dem tiefgründigen Tonboden, der von einer armseligen Vegetation bestanden ist. An einem trocknen Bachriß bemerkte ich horizontale Tonlagen, abwechselnd mit mergelig-kalkigen Bänkchen, die wegen ihrer größeren Härte leistenförmig hervortreten.

Auf einem Ausflug von Las Cañas nach dem fälschlich als Vulkan angesehenen Cerro Pelado bemerkte ich nur jungeruptive Gesteine, die oberflächlich zuweilen mit Konglomeraten aus jungeruptiven Gesteinsgeröllen überdeckt sind. Der Cerro Pelado selbst besteht aus einer Art Tuff. Schon Karl v. Seebach, der den Berg nicht ganz bestieg, hat die nichtvulkanische Natur desselben erkannt, die auch durch die orographische Bildung der Gipfelregion verneint wird.

Der Weg von Las Cañas nach Guatuso am Rio Frio ist geologisch sehr uninteressant, da allenthalben jungeruptive Gesteine oder Konglomerate und Breccien davon anstehen.

Am Rio de la Muerte kommen übrigens Flintknollen und verkieselte Hölzer vor. Auf der Strecke von Guatuso bis S. Carlos am Nicaragua-See findet man nur Schwemmlandbildungen, die hier die ausgedehnte Ebene zusammensetzen.

21. Bahnprofil S. José — La Junta — Puerto Limon (1899).

Von S. José bis in die Nähe von Tucurrique bemerkt man nur vulkanische Ablagerungen und (so bei Meile $80\frac{3}{4}$) Lavaströme. Der eigentümliche terrassenförmige Aufstieg des Vulkans Irazú wird zum kleineren Teile darin seine Ursache haben, daß lockere vulkanische Auswürflinge die Enden großer Lavaströme überdeckt haben. Die weithin verfolgbaren Terrassen der gesamten Depression von S. José bis über Alajuela hinaus halte ich nicht für alte Seeterrassen, wie manche Geologen, sondern für Überreste vulkanischer Aufschüttungsebenen, die nachträglich durch Erosion wieder zerstört worden sind[1]). Die Terrassen des Valle de Cartago sind in gleicher Weise entstanden, während die Terrassen des Reventazon-Flusses (besonders bei Tucurrique) als echte Flußterrassen anzusehen sind, wenngleich auch hier die vom Winde herbeigetragenen vulkanischen Auswürflinge neben den Flußgeröllen an der Bildung der Terrassen mitgewirkt haben.

In der Nähe der Station Tucurrique[2]) treten Mergel und gelbe Sandsteine auf, die bei Meile $69\frac{1}{4}$ Str. = N 55° E, F. = 15° NW zeigen. Die Sandsteine sind in Bänken von $1\frac{1}{2}$—$2\frac{1}{2}$ Fuß Dicke gegliedert. Darauf folgen konkordant graue Mergel, dann wieder gelbe Sandsteine (Str. = N 70° E, F. = 10° N), bei Meile 69 dickbankige Sandsteine, Str. = N 65° W, F. = 15° N), bei Meile $68\frac{7}{8}$ sandige Mergel (Str. = N 70° E, F. = 28° N), dann wieder Sandsteine (bei Meile $68\frac{3}{4}$ Str. = N 55° W, F. = 8° NW) und graue Mergel. Vor Meile $68\frac{1}{2}$ steht jungeruptives Gestein in einer hohen Wand an, darauf verdeckt, wie so oft an dieser Bahnlinie die üppige Vegetation das Anstehende. Bei Meile $68\frac{1}{4}$ stehen wieder Mergel und Sandsteine an (Str. = N 65° E, F. = 20° S, dann Str. = N 85° W, F. = 20° S, bei Meile $67\frac{1}{4}$ Str. = N 80° E, F. = 20° N, bei Meile 67 Str. = N 85° E, F. = 50° S, bei Meile $66\frac{7}{8}$ Str. = N 85° E, F. = 40° N), bei Meile $66\frac{3}{4}$ blaue Sandsteine (Str. = N 60° W, F. = 40° NNW, später 25° NNW).

Bei Las Pavas findet man tiefgründigen rotgelben Ton, der große Lavablöcke einschließt, dann lockere Sandsteine und rote lateritähnliche Lehmschichten mit Kohlenbänkchen, bei Meile $66\frac{1}{8}$ gelbe lockere Sandsteine (Str. = N 65° W, F. = 45° SSW). Es folgen dann jungeruptive Gesteine, freilich zumeist von 4—6 m mächtigem rotbraunem Tonboden überdeckt, der zuweilen gerundete Lavabrocken einschließt.

Die tertiären Schichten bei Tucurrique und Las Pavas sind offenbar in mehrere, ungefähr ostwestlich streichende Falten gelegt; Versteinerungen habe ich darin leider nicht gefunden.

In der Nähe von Turrialba sieht man nichts Anstehendes; der Untergrund scheint aus jungeruptiven Gesteinen zu bestehen, die bei Meile $60\frac{3}{4}$ zutage treten. Bald darauf steht (bei Las Animas) Kalkstein an, zwischen den sich jungeruptive Gesteine[3]) eingedrängt haben, wobei freilich auch die Kalksteine eine Verschiebung der Richtung erlitten haben. Man kann sich das wohl nur so denken, daß diese Kalksteine nahe der Oberfläche lagen und von Klüften durchzogen waren.

Bald darauf bemerkt man weiße Kalksteine und etwas Nummulitenkalk (Str. = N 55° W, F. = 35° SW). Bei Meile $59\frac{1}{4}$ zeigen die Kalksteine Str. = N 65° W, F. = 25° S.

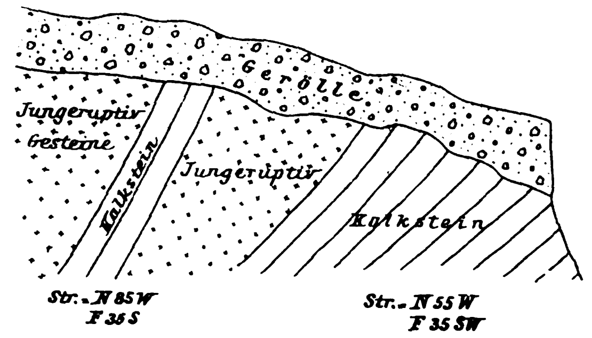
---

[1]) Zeitschr. der Deutsch. Geol. Gesellschaft 1901, S. 28.

[2]) Das Dorf selbst liegt auf der anderen Seite des Reventazonflusses auf einer Flußterasse.

[3]) Diese jungeruptiven Gesteine wurden von Sjögren fälschlich als Sandsteine angegeben (a. a. O. Plan VII); möglich ist freilich auch, daß wir verschiedene Aufschlüsse vor uns hatten.

Darauf folgen oberflächliche Ablagerungen. Bei Meile $58\frac{7}{8}$ hatte sich zur Zeit meiner Begehung (Februar 1899) eben ein kleiner Schlammausfluß ereignet, indem die vom Wasser erweichten tonigen Oberflächenlagen nachgaben und abwärts flossen, wodurch sich eine etwa 3 m breite, 1—3 m tiefe Einsenkung gleich einem Bachriß bildete, in der die abgerutschte Vegetation im Schlamme umherschwamm. (Andere Rutsche dieser Art bemerkte ich schon vorher an verschiedenen Stellen im Reventazon-Tale.



Bald darauf (bei einem Wasserbehälter der Bahn) passierte ich einen steilgeneigten tiefeingerissenen Bach, der große jungeruptive Gesteinsbrocken und Nummulitenkalke mit sich führt. Hier war das Gelände kurz vor meinem Besuch ebenfalls abgerutscht und die Ränder des Bachtales wegen seitlicher Rutschungen fast vegetationslos. Einige dieser Rutschungen konnte ich auf lehmige Erdlagen zurückführen, die sich durch den Regen in Schlamm umwandeln und zerfließen: Das darüberliegende Gelände gibt nach und kommt samt der Vegetation herunter. In anderen Fällen ist es weniger eine bestimmte lehmige Schicht, als das in den Geröllmassen verteilte tonige Bindemittel, das sich erweicht und die Abrutschungen hervorruft.

Überall in der ganzen Umgebung findet man eine jüngere Deckbildung von Zersetzungstonen, die zahlreich gerundete Eruptivgerölle und kantige Gesteinsstücke und Blöcke einschließen (diluvial). Die lockeren Mergel mit Foraminiferen, die man bald darauf (bei Meile $58\frac{3}{4}$) findet, sind wohl an jener Stelle nicht in situ, sondern durch Rutschungen von oben gekommen.

Bei Meile $58\frac{1}{2}$ stehen graue sandige Mergel an (F. = 50° W), vorher und nachher ist nur die oberflächliche Geröllformation sichtbar. Jenseit des Rio Guayavo, bei dem gleichnamigen Gehöft, stehen lockere Sandsteine und feinkörnige Konglomerate an, in denen sich Muscheln finden (F. = 20° N), dann folgen Mergel, Sandsteine und feinkörnige Konglomerate mit schlecht erhaltenen Versteinerungen (Str. = N 45° W, F. = 22° SW), bei Torito gelbe Mergel. Kalksteine, wie sie Hill nach Sjögren für Guayabo angibt, habe ich nicht bemerkt, als ich zusammen mit Prof. Pittier die Strecke beging; jedoch waren die durch den Bahnbau geschaffenen Aufschlüsse bereits meist stark überwachsen, so daß ein Übersehen leicht möglich ist, weshalb ich auch die zwischen Animas und Guayabo von Hill angegebenen Augitandesite nicht anstehend beobachtet habe. Hill rechnet die Schichten von Guayabo zum unteren Oligocän (Vicksburg). Wenn er aber die Schichten von Las Animas und Guayabo als Schenkel einer Falte ansieht, so stimmt damit das mehrfache Wechseln im Streichen nicht überein. Ich glaube vielmehr, daß sich die Lagerungsverhältnisse leichter durch eine Reihe von Brüchen erklären lassen, deren Natur ich im einzelnen freilich nicht klarlegen kann.

Später beobachtete ich bei Torito blaue Letten und lehmige Konglomerate (denen nach Sjögren oben konkordant Sandsteine aufruhen), zunächst horizontal, dann Str. = N 65° E, F. = 15° SSE. Die hier gefundenen Versteinerungen zeigen sehr schlechten Erhaltungszustand.

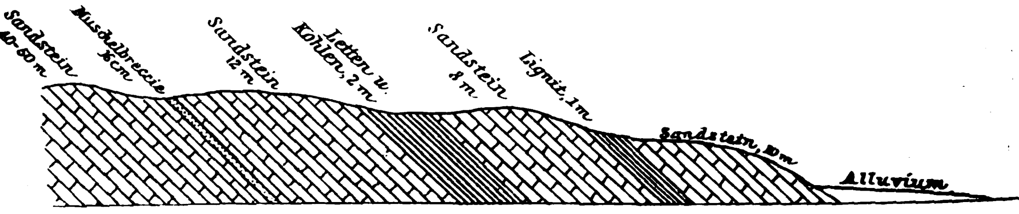
In der Nachbarschaft von Peralta habe ich nichts Anstehendes bemerkt. Am Tunnel stehen fest verkittete Konglomerate an, die große gerundete Eruptivgesteinsblöcke einschließen. Die Schichtung ist nicht deutlich zu erkennen.

Bei Meile 52 beobachtete ich grobe lockere Konglomerate, die häufig neben gerundeten auch eckige Stücke einschließen; vor dem Rio Bonilla gelbliche Sandsteine und Kalkmergel, mäßig westlich einfallend, mit Seeigeln, Muscheln, Serpulen usw. (Miocän). Bald darauf sieht man Blöcke gelber versteinerungsführender mergeliger Sandsteine am Flußufer, die aber dort offenbar nicht anstehen, sondern herbeigeschafft sind.

Vor der Station Tadmor steht Basalt in einer hohen Wand an; nach dem Rio Pascua bemerkt man jungeruptive Gesteinsgerölle, dann mergelige Sandsteine (Str. = N 25° W, F. = 70° WSW), nun grobe Blöcke jungeruptiver Gesteine, bei Meile 47 Kalkstein (F. = 50 NW), dann tuffähnliche Schichten (Str. = N 65° E, F. = 25° NNW), hierauf Kalksteine mit zwischenlagernden Mergeln (F. = 35° NW), dann Mergel und Sandstein; kalkige Bänke mit Pecten (Str. = N 60° E, F. = 30° NNW), mergelige Sandsteine (F. = 35° NW).

Bei Las Lomas passierten wir eine große Schlamm-Muhre, die seit Jahren in Bewegung st und eine Breite von etwa 80 m besitzt; der blaue und rote Ton ist hier zu Schlamm erweicht und fließt langsam abwärts, wobei er große eingeschlossene Steine mit sich führt. Oberhalb befindet sich ein kleiner See, dessen nach der Tiefe sickerndes Wasser die Durchweichung des Tones verursachen mag.

Es folgen nun Tuffe, durch die ein Gang, erfüllt von kantigen jungeruptiven Gesteinsstücken, hindurchsetzt; bei Meile 45¾ dunkelgraue Tuffe (F. = 40° NE), dann eine neue Schlamm-Muhre, hierauf blaue lockere Sandsteine (Str. = N 55° E, F. = 40° NNW), abermals eine Schlamm-Muhre, dann graublaue Sandsteine und Mergel (Str. = N 65° E, F. = 10—15 NNW), 30—40 m mächtig, mit Haifischzähnen, versteinertem Holze und anderen Versteinerungen, auch kleinen Kohlenresten; darunter stehen rötliche Sandsteine an. Es folgen lockere Mergel und Sandsteine mit Cerithien und anderen Versteinerungen (F. = 10° NE?), dann Konglomerate und Tuffe, 45° westlich, dann 25° nördlich einfallend; bei Meile 44½ jungeruptive Gesteine und Konglomerate derselben (F. = 10° N); zwischen Meile 44¼ und 44 Konglomerate (F. = 10° NE), zwischen Meile 42½ und 42¼ ein Gang jungeruptiver Gesteine in den Konglomeraten, ebenso beim vierten Kliff; dann bis zur Junta sehr grobe Agglomerate, mit tonigem Bindemittel, ca 5° ostwärts einfallend. Diese Agglomerate sind offenbar sehr jung und ihre Neigung nur durch die geneigte Unterlage hervorgerufen (diluvial).



Profil am Rio Banana.

Weiterhin führt die Bahn über die große Schwemmlandebene dahin, die der atlantischen Küste sich anschmiegt. In den nahen Hügeln zur Rechten am Fuße des Gebirgslandes sind an verschiedenen Stellen Braunkohlen und tertiäre Versteinerungen gefunden worden.

Am Moin Hill stehen (zwischen Meile 3½ und 3¼ am ersten Bahndurchschnitt) sandige, versteinerungsführende Mergel in zwei ganz flachen, N 65° E streichenden Falten an. Am zweiten Durchschnitt (zwischen Meile 3 und 2¾) bemerkt man über diesen ziemlich horizontal gelagerten Schichten Korallenkalk, dann kalkige Mergel mit Muscheln und Schnecken und blaue Mergel mit Pflanzenresten und Bivalven.

In Limon selbst finden sich zahlreiche, von W. Gabb beschriebene junge Fossilien.

Von der nahen Hacienda Westfalia aus machte ich mit Prof. Pittier auch einen Ausflug den Rio Banana aufwärts. Wo der Fluß, der Gerölle von Sandsteinen, Mergeln,

Quarzit und Diorit(?) führt, aus dem Gebirge hervorkommt, stehen Sandsteine mit Echinidenresten an (Str. = N 75° W, F. = 40° N, dann Lignit, der aber voll mineralischer Bestandteile ist und daher für technische Zwecke nicht taugt (Str. = N 85° W, F. = 15—20° N), ferner Sandsteine, Letten und Muschelbreccien (Siehe Profilskizze S. 32.)

IV. Panamá.

22. Profil durch die Landenge von Chiriquí (1899).

Während im Dorfe Chiriquí grande an der Chiriquílagune große Dioritblöcke am Strande liegen und Diorit offenbar die benachbarten Bergzüge bildet, steht bereits auf der westlichen Seite des Chiriquí grande-Baches jungeruptives Gestein an, oft stark zersetzt, oft von einer Breccie desselben Gesteins verdeckt. Weiterhin verschwindet das Anstehende unter dem sumpfigen Alluvialboden des Chiriquí grande. Häufig bemerkt man in dem Schwemmlande aber Dioritgerölle, und bei der Furt über den Rio Guavo steht Diorit in großen Felswänden an. Der Fluß führt hier Gerölle von Diorit, Quarzit und jungeruptiven Gesteinen, bei der Unterkunftshütte Guavo aber neben Geröllen letzterer Gesteine solche von Diabas; die Unterkunftshütte selbst steht auf einem kleinen Basalthügel.

Bald überschreitet man einen linksseitigen Zufluß des Guavo, der meist Gerölle von Diabastuff führt; hierauf stehen stark zersetzte jungeruptive Gesteine an, soweit der tiefgründige Boden überhaupt Anstehendes erkennen läßt. Der Rio Mali führt Gerölle von Melaphyr, Porphyr und anderen jüngeren Eruptivgesteinen und deren Tuffen und Konglomeraten, aber keinen Diorit. Den höchsten, wasserscheidenden Gebirgskamm bildet Basalt.

Zwischen dem Bache Pinola und dem Rio Sarsaero steht glimmerführender Diorit an; in der Nähe des letztgenannten Flusses und des Rio Chiriquí Syenit, während Diorit die überhängende Felswand der Casita de Piedra bildet. Bald stehen neben Diorit auch stellenweise blaugrüne dichte Eruptivgesteine an, die vielleicht nur eine dichte Varietät des Diorit bilden.

Die rechtsseitigen Zuflüsse des Rio Chiriquí, die ich überschritt, führen Gerölle der beiden oben erwähnten Gesteine sowie von Syenit. Kurz vor Las Calderas liegen große gerundete Hornblendegranitblöcke umher; ich vermute, daß Hornblendegranit hier ansteht. Bald nach Calderas fand ich aber Andesit anstehend, ein Gestein, das auch den benachbarten Vulkan Chiriquí aufbaut. In der Nähe von Dolega bemerkt man aber Basalt (bei Los Comenaes am Rio Cochea), ebenso scheint Basalt noch südlich von Dolega anzustehen, dann folgen wieder Andesite. Bei der Brücke über den Rio Majagua stehen tuffartige Tertiärschichten mit Versteinerungsresten an (Str. = N 85° E, F. = 40° N). Drei Leguas westlich von David wird auch Kalkstein (bei S. Juan) gebrochen. Auf dem Wege vom Rio Majagua über David nach Pedregal findet man nichts Anstehendes mehr, da tiefgründige Tonböden, die mit gerundeten und kantigen Gesteinsstücken untermischt sind, das Gelände bedecken.

b) Beschreibung einiger fremder Profile.

I. Nicaragua.

23. Jinotega — Prinzapolca — Pispis (nach Bruno Mierisch).

Dr. Mierisch hat in Pet. Mitt. (39. Bd., 1893, S. 25—39, und 41. Bd., 1895, S. 57—61) eine Reihe wertvoller geologischer Beobachtungen mitgeteilt und auf Tafel 4 des Jahrgangs 1895 auch einige geologische Profile gebracht, deren wichtigstes, auf die hier gewohnten Maßverhältnisse reduziert, des Vergleichs wegen mitgeteilt sein möge. Leider

findet sich darin eine kleine Lücke infolge der Undeutlichkeit des Kolorits auf der ursprünglichen Zeichnung Mierischs.

Dr. Mierisch begleitet das Profil nur mit wenigen Worten (Pet. Mitt. 1895, S. 64f.): »Das ganze zwischen Jinotega und dem Rio Hiyas gelegene Land ist in geologischer Hinsicht außerordentlich eintönig, nichts als Porphyr oder Melaphyr oder deren Tuffe trifft man an« . . . »Erst jenseit des Rio Hiyas, am Oberlauf des Rio Agua caliente, tritt ein neues Gestein auf, der Diabas, und bald darauf auch, die Wasserscheide zwischen Prinzapolca und Tuma bildend, ein feinkörniger Biotitgranit. Darauf folgt Andesit und dann, dem Rio Tipó entlang, ein stark verwittertes Gestein, das schwer zu identifizieren ist und mir Porphyr- oder Melaphyrtuff zu sein scheint. Hierauf folgen, mehrfach miteinander wechselnd, Granit und Diabas; auch ein sehr grobkristallinischer Diorit tritt auf, sowie mehrere mächtige Gänge von Andesit. Erst einige Kilometer jenseit des Labú stellt sich der Porphyr wieder ein, aber unterbrochen von mächtigen Basaltsöcken, welche unzweifelhaft mit dem Basaltmassiv des Cerro de Salai im Zusammenhang stehen ... »Der Kamm (zwischen La Concepcion und dem Rio Matis) wird von Andesit gebildet« ... »Nur an den Hängen tritt der Diabas hervor und in den Flußtälern meist stark metamorphosierter Schiefer. Auch in dem Diabasgebiet von Pispis erheben sich zahlreiche Andesit- und Basaltkegel.«

»Fährt man den Rio Pispis hinab, so erreicht man schon an dem Salto de Pispis das Ende des Diabasgebiets, denn die Felsen, welche diesen imposanten Wasserfall verursachen, sind bereits wieder Porphyr; doch scheint es nur eine Porphyrmulde zu sein, welche den Pispisfluß zungenartig hinaufreicht, denn selbst weit unterhalb dieser Stelle finden sich sowohl in den Bergen an der Ost-, wie auch an der Westseite Erzgänge, und es ist höchst wahrscheinlich, daß sowohl die Wasserscheide zwischen dem Vaspuc einerseits und den Flüssen Banbana, Cuculaia und Vava anderseits wie auch die Wasserscheide zwischen Vaspuc und Bocay aus alteruptiven Gesteinen bestehen.«

24. Brito—Ometepe (nach C. W. Hayes)[1].

Mit Ausnahme weniger Durchbrüche jungeruptiver Gesteine wird die Landenge zwischen dem Nicaraguasee und der Südsee vollständig von der Britoformation eingenommen, die freilich da und dort durch Schwemmlandablagerungen wieder verhüllt wird. Der Vulkan Ometepe besteht vorzugsweise aus Lapilli mit gelegentlich eingeschalteten Lavaströmen.

Die Britoformation zeigt große Verschiedenheit in ihrem petrographischen Charakter, ist aber noch nicht hinreichend untersucht, um gegliedert werden zu können. Die überwiegende Masse der Formation besteht aus einem etwas kalkhaltigen Tone (Mergel), der frisch bläulichgrau aussieht und durch Verwitterung gelbliche oder bräunliche Farbentöne annimmt. Zahlreiche Sandsteinbänke sind in der Formation vorhanden und die mächtigeren Bänke vermögen die topographische Entfaltung des Geländes zu beeinflussen, so bei den Hügeln westlich von Rivas, deren Steilhänge hauptsächlich der Gegenwart widerstandsfähiger Sandsteine zuzuschreiben sind. Die Sandsteine sind etwas kalkhaltig und enthalten eine beträchtliche Menge vulkanischer Aschen. An der pazifischen Küste kommen neben Sandsteinen auch Konglomerate und grobkörnige vulkanische Breccien, Mergel und mehr oder minder ausgedehnte Kalksteinlinsen vor, deren eine (südlich von Brito) sogar eine Mächtigkeit von mehr als 30 m erreicht. Ein Teil der Kalksteine zeigt in einer oolithischen Masse kompakte Kalksteinkonkretionen. In den vulkanischen Breccien finden sich zuweilen größere kantige Blöcke von einem Fuß und mehr Durchmesser. Das vulkanische Material dürfte von einem westlich gelegenen Ausbruchsherd stammen, dessen Kegel von den Wogen

[1] Report of the Nicaragua Canal Commission 1897—99. Baltimore 1899. S. 114ff.

des Meeres vollständig abgetragen worden sein dürfte. Da und dort kommen kantige Brocken vulkanischen Gesteins auch im Kalkstein vor.

Die Britoformation ist durch Transversalschieferung ausgezeichnet, wodurch eine konzentrische Verwitterung der rhomboidischen Blöcke bis in große Tiefen von der Erdoberfläche aus ermöglicht wurde. Obgleich Streichen und Fallen ziemlich wechselnd sind, so läßt sich doch feststellen, daß die Britoformation in eine einzige ungefähr nordwestlich streichende, der pazifischen Küste nahezu parallele Antiklinale gelegt ist. Die Mächtigkeit der Formation wird von Hayes auf etwa 3000 m geschätzt.

Versteinerungen sind bisher nur in den mergeligen Schichten und den Kalksteinen gefunden worden: Korallen, Mollusken und Foraminiferen, darunter eine Orbitoides (wahrscheinlich O. Forbesei), weshalb Dr. Dall, der sie bestimmte, die Britoformation dem unteren Oligocän zuschreibt, während die Mollusken, die von einem etwa 75 Meilen nordwestlich von Brito gelegenen Punkte stammen, dem oberen Oligocän angehören dürften.

25. San Carlos — Greytown (nach C. W. Hayes)[1].

Einen Teil des Landgebiets zwischen dem Nicaraguasee und dem Atlantischen Ozean nehmen *sedimentäre* tertiäre Schichten ein: die Machucaformation, die sich zwischen Castillo und einem Punkte halbwegs zwischen Machuca und der Mündung des S. Carlos ausdehnt. Die Formation ist bei weitem nicht so gut aufgeschlossen, wie die Britoformation. Sie besteht ebenfalls vorzugsweise aus kalkhaltigen Tonen mit zwischenlagernden Sandsteinbänken. Die Materialien, die diese Gesteine zusammensetzen, sind großenteils eruptiver Natur, aber grobe Breccien und Konglomerate von vulkanischen Gesteinen (wie bei Brito) fehlen hier; ebenso fehlen wahrscheinlich die Kalksteine und Mergelschichten. Nur an wenigen Stellen läßt sich Streichen und Fallen bestimmen. Bei Caño Bartolo fallen die Sandsteine etwa 15° N, bei Machuca 20° NW; meist ist der Fallwinkel gering, aber stärkere lokale Strömungen lassen sich beobachten, so scharfe Falten bei Machuca, wo auch zuweilen Breccien auftreten. Die Gesteine der Machucaformation sind tief hinein verwittert; bei den Sandsteinen von Machuca begünstigt die Oxydation der zahlreichen Pyriteinschlüsse den Zerfall des Gesteins. Fast überall zeigt sich Transversalschieferung. Bestimmbare Versteinerungen wurden nirgends gefunden; wegen der petrographischen Ähnlichkeit und des gleichartigen Verhältnisses zu gewissen tertiären Eruptivgesteinen und der Nähe der Britoformation, die am Südufer des Nicaraguasees noch mehrfach nachgewiesen ist, ist aber anzunehmen, daß die Machuca- und die Britoformationen gleichalterig sind.

Eruptive Gesteinsbildungen nehmen in dem Gebiet zwischen dem Nicaraguasee und der Karaibischen See einen breiten Raum ein, allein es ist bei der außerordentlichen Verwickeltheit der geologischen Verhältnisse, wie sie namentlich durch die Bohrungen an der Stelle projektierter Dämme nachgewiesen worden ist[2]), unmöglich, die Verteilung der Formationen nach Oberflächenbeobachtungen anders als roh anzugeben.

Der Hügel, auf dem S. Carlos steht, besteht aus Augitandesit, ebenso die Hügel weiter unterhalb bis zum Rio Melchorita. Bei Palo de Arco steht Olivinbasalt an, ebenso ostwärts bis Castillo; bei Savalos zeigt er eine amygdaloide Entwicklung, an der Mündung des S. Cruz besteht er aus sehr grobkörniger Breccie. Die hohen Hügel an der S. Carlos-Mündung bestehen aus Hypersthenbasalt. Östlich von Ochoa steht Hypersthenbasalt im S. Olivinbasalt im N des Rio S. Juan an. Bei Tambor trifft man Dacit; die Tamborcitohügel

[1]) A. a. O. S. 117 ff.
[2]) Siehe die Profile von Appendix 2, Plan XVII u. XVIII des Reports der Nic. Can. Comm.

bestehen aus Hypersthenbasalt, die Grande Sarapiqui- und Silicohügel wieder aus Olivinbasalt. Dacit ist bei Ochoa durch Bohrungen nachgewiesen.

Tuffe und Konglomerate eruptiver Gesteine sind sehr verbreitet, aber weniger leicht nachzuweisen, als die massiven Eruptivgesteine. Sie treten weithin zwischen Ochoa und dem Rio S. Francisco zutage. Bei S. Francisco wurde den Tuffen zwischenlagernd eine etwa einen Meter mächtige, versteinerungsleere Kalksteinbank gefunden. Die wenigen Beobachtungen des Einfallens der Tuffe lassen vermuten, daß hier vielleicht eine Antiklinale vorliegt, deren Achse ungefähr der karaibischen Küste parallel verlaufen dürfte.

Die *Quartärablagerungen* nehmen östlich vom Nicaraguasee ebenfalls einen weiten Raum in Anspruch. Sie bestehen im oberen Teile des S. Juan-Tales vorzugsweise aus feinkörnigem blauem Tone mit Zwischenlagen feinkörnigen blauen und braunen Sandes; im unteren S. Juan-Tale bestehen die Alluvialbildungen vorzugsweise aus Ton und schwarzen Sanden. Das Deltagebiet besteht aus ähnlichen Materialen. Das Delta hat sich trotz des Sinkens der Küste stark ausgebreitet.

II. Costarica.

26. Rio Conde — Rio Estrella (nach Prof. H. Pittier)[1].

Am Rio Conde stehen Sandsteine an, dann folgt die Alluvialebene des Rio Colorado: jenseit des Rio Corredor tritt Kalkstein auf, mit 77° nach NNE einfallend; es folgen Mergel, 40° NE einfallend, dann ein unbestimmtes Gestein, darauf Sandsteine, Mergel und Konglomerate, zunächst 45° NW, dann 18° NNE, dann 16° NE, hierauf 17° W, nun 22° S fallend, kurz vor dem Rio Jaba horizontal; beim Rio Esquinas fallen die Konglomerate 30° S. Es folgen Mergel und Sandsteine, die bei Sabana de Limon 15° NNE einfallen, bald aber horizontal lagern; beim Rio Grande fallen sie mit 23° nach NNE. Es folgen Konglomerate, die beim Rio Diquis und bei Buenos Aires von Alluvialablagerungen verhüllt sind. Am Gebirgsabfall stehen Mergel und Sandsteine an, zuweilen durchbrochen von Gängen jungeruptiver Gesteine. Einige anstehende Gesteine mußten unbestimmt bleiben. Ebenso muß noch unbestimmt bleiben, ob die auf der Kammhöhe anstehenden, mit 82° E einfallenden Gesteine den kristallinischen Schiefern angehören. Es folgen am jenseitigen Gebirgsabfalle Granite und andere eruptive Gesteine, darauf tertiäre Schichten und Alluvium. Die kurze Strecke von Xirores bis jenseit Durui habe ich nach eigenen Aufnahmen eingetragen.

27. Pico Blanco — Old Harbour (nach W. Gabb)[2].

Dies Profil deckt sich zum Teil mit meinem Profil Nr. 18. Neu ist der Abfall des Hauptgebirges von Costarica, von dem granitische oder syenitische Gesteine einen weiten Raum einnehmen. Gabb beschreibt das Gestein als syenitisch in Struktur, fast frei von Glimmer, aber erfüllt von Hornblende, und erwähnt, daß es »selten oder nie« Gänge durch das darüberliegende Gestein entsende. Die Granitmasse verschwindet unter den tertiären Schiefern kurz vor dem Rio Tilori. Nordwestlich folgt sie der Hauptrichtung der Gebirgskette in einem Tale 3—5 engl. Meilen weit, auf der Talamancaseite.

[1]) Als ich im Jahre 1899 Costarica bereiste, erlaubte mir mein verehrter Freund, Prof. Pittier, Gebrauch von dem geologischen Material zu machen, das er auf seinen zahlreichen Reisen zusammengebracht hatte. Leider fehlten Gesteinsproben. Vorliegendes Profil habe ich nach diesen Angaben entworfen und seinerzeit auch Prof. Pittier vorgelegt.

[2]) Dies Profil ist entnommen Pl. VI von Hill, Geol. History of the Isthmus of Panamá and Portions of Costarica (Bull. Mus. Comp. Zoology, Bd. XXIII, Nr. 5. Cambridge, Mass., 1898).

III. Veraguas.

28. Mariato — Santiago de Veraguas — Cordillera de Veraguas (nach Oscar H. Hershey)[1].

Hershey war im Jahre 1898 drei Monate lang zu Minenuntersuchungen in der Kordillere von Veraguas und auf der Halbinsel Azuero gewesen und hatte seinen Aufenthalt zu wertvollen Beobachtungen benutzt, leider aber versäumt, Versteinerungen sowie — mit wenigen Ausnahmen — Gesteinsproben zu genauerer Untersuchung mitzubringen, so daß seine Angaben an einer gewissen Unsicherheit kranken. Sein Bericht ist durch eine Karte und ein Profil erläutert, beide sind aber nur sehr mangelhaft reproduziert, und ihre Benutzung ist zudem noch dadurch erschwert, daß die geologischen Merkzeichen für einzelne Formationen auf Karte und Profil nicht übereinstimmen. Da das Profil nicht alle von Hershey beobachteten geologischen Schichtkomplexe umfaßt, so mag hier statt einer einfachen Beschreibung des Profils eine kurze Charakterisierung sämtlicher von Hershey unterschiedenen Formationen gegeben sein.

1. *Azueroformation:* ein grünes Eruptivgestein, feinkörnig, kristallinisch, durchbrochen von Gängen feinkörnigen Diorits, durchzogen von Kalkspat- und Quarzadern. Hershey glaubte zunächst das Gestein nach Ähnlichkeit mit kalifornischen Vorkommen für jurassischen Diabas halten zu dürfen, neigt aber schließlich zur Ansicht, es möchte ein Peridotit sein. (Nach der ganzen Beschreibung, die eine große Ähnlichkeit mit dem grünen Eruptivgestein der Halbinsel Nicoya anzeigt, vermute ich, es dürfte sich auch hier um einen Diorit handeln.) Oberhalb der Toriomündung wird das Gestein zuweilen schieferig, wie stark metamorphisiertes Sedimentärgestein. Nahe dem Kontakt mit späteren Formationen finden sich oft rote Quarze. — Mächtigkeit bedeutend, aber nicht zu bestimmen.

2. *Toriokalkstein:* hart, lichtgrau, massiv, zuweilen fast rein und dann kristallinisch, manchmal reich an Versteinerungen (Brachiopoden); oft durchzogen von Quarz- und Kalkspatadern, Streichen parallel der Küste, Mächtigkeit mindestens mehrere hundert Fuß, dem grünen Eruptivgestein aufruhend, zuweilen ersetzt durch ein Konglomerat von Versteinerungen und älteren Gesteinen, unter denen sich auch das grüne Eruptivgestein befindet. Einige (engl.) Meilen flußaufwärts am Rio Torio trifft man zahlreiche Kalksteinflächen. Die Kalksteine sind zuweilen von Dioritgängen durchbrochen. Hershey glaubt, die Toriokalksteine den Franciscan Series von Kalifornien gleichsetzen zu dürfen und hebt hervor, daß sie dieselben gebirgsbildenden Vorgänge durchgemacht haben wie die Azueroformation.

3. *Montijokonglomerat:* feinkörnig, hart, grau, steilgeneigt, wohlgeschichtet, selten durch grobe Konglomerate oder feinkörnige Sandsteine ersetzt, zuweilen schlechterhaltene Versteinerungen führend, den (vorher stark erodierten) Toriokalksteinen diskordant aufruhend. Hershey stellt diese Konglomerate den Knoxville Series von Kalifornien gleich.

4. *Santiagoformation:* diskordant den vorhergehenden Konglomeraten aufruhend. Tone, Breccien und Konglomerate, zuweilen reich an schlechterhaltenen marinen Versteinerungen, in flache Falten gelegt. Wo die Santiagoformation den älteren Formationen aufruht, bemerkt man steileres Einfallen und sandigeren Charakter des Gesteins; am unteren Torio und südlich von seiner Mündung besteht die Formation aus Sandsteinen und Tonen, über 300 m mächtig, westlich einfallend. Hershey stellt die Formation den Chico Series von Kalifornien gleich.

6. *Tertiary Basal Conglomerate* (bei Santiago de Veraguas grobkörnige Sandsteine) in 1—5 Meilen breiten Flecken. Die flachen Depressionen der Santiagoformation einnehmend, bis zu 30 m mächtig. Darüber konkordant.

---

[1]) The Geology of the Central Portion of the Isthmus of Panamá (Bull. Dep. Geol., Univ. of California, Bd. II, Nr. 8, S. 231—67).

6. Tertiary Red shale, 3—15 m mächtig, rote bis dunkelrotbraune Tone. Etwa 5 Meilen nördlich vom Hafen von Montijo treten rote Glimmerschiefer auf, die auf meiner geologischen Karte als solche eingetragen werden sollen, die aber Hershey für umgewandelte rote Tone ansieht, verändert durch Kontaktmetamorphose eines nicht zutage tretenden Eruptivgesteins. Beweise für diese Ansicht bringt Hershey nicht vor. Nach langer Erosionszeit folgte

7. die Panamáformation: Tuffe, deren ältere sauren, deren jüngere basischen Gesteinsresten ihre Entstehung verdanken; überall durchbrochen von Gängen und Lakkolithen von Diorit, Porphyr, Andesit und Basalt, die die Vorhügel der Kordillere von Veraguas in einer Breite von 10—20 Meilen zusammensetzen. Es ist dies Hills Panamáformation, von der späterhin zu reden sein wird.

8. Die Cañazasformation: ein Süßwasser-Seeabsatz, nur von lokaler Bedeutung, östlich vom Dorfe Cañazas hellgraue und braune Tone aus vulkanischer Asche entstanden, dazwischen eine einen Meter mächtige Schicht gröberer vulkanischer Auswürflinge; am Nord- und Ostrande der Formation bis 30 m mächtige Konglomerate, 10—30° S fallend.

9. Kristallinische Gesteine, von Dr. U. S. Grant bestimmt: a) im Oberlauf des Rio S. Maria Granit (der aber im Innern an Rhyolit erinnert); b) auf den Haupthöhen der Sierra Balcazar und im Oberlauf des Guaxaroflusses Andesit (vielleicht auch Trachyt oder Diabas?); c) auf der Höhe zwischen Rio Guaxaro einerseits und den Rios Bijuco und de los Saltos anderseits, sowie im nördlichen Teile des Guaxarotales Nephelinsyenit; weiter nordöstlich fließen die Rios de los Saltos und de Santiago über Abstürze und Blöcke von Andesit(?). Hershey glaubt, daß die Andesite der Mantel für die übrigen Gesteine gewesen sein mögen, die Batholithen darstellten, vielleicht im mittleren Miocän emporgepreßt und mit dem ganzen Gebiet gehoben. Die Hebung soll nach Hersheys Ansicht bis ins späte Pleistocän fortgedauert haben, jedoch erscheint seine Theorie nicht hinreichend begründet. Vielfach sind es nur Beobachtungen topographischer Eigentümlichkeiten des Geländes, besonders des Peneplaincharakters desselben, die ihn bei seinen Schlüssen leiten; nur selten bringt er vertrauenswürdige Belege, wie er als Beweis für eine jetzt gehobene Küstenebene längs der karaibischen Küste das Vorkommen von goldführendem Sande auf den die Talrisse scheidenden Höhen anführt.

10. Pleistocäne Formationen, mehr von lokaler Bedeutung: a) Aguadulceformation: Seeabsätze, dicke Lagen von Grand und Sand; b) San Carlos-Formation: Reste einer Küstenebene, jetzt 6—30 m gehoben, bei S. Carlos etwa 5 Meilen breit; c) Mariatoformation: ebenfalls Reste einer alten Küstenebene.

Als Beweise rezenter Senkung wird das tiefe Eindringen des Pazifischen Ozeans in die Flußtäler westlich von der Halbinsel Azuero angeführt. Moderne Meeresabsätze im Hintergrunde der Buchten, wenige Zoll über Fluthöhe reichend, werden als Paritaformation bezeichnet.

Da das Alter der präpleistocänen Formationen Hershey nicht auf Bestimmungen von Versteinerungen gegründet ist und nur die Gleichalterigkeit von Hersheys und Hills Formationen Vertrauen verdient, da ferner aber gerade Hills Panamáformation nach Bertrands Untersuchungen wesentlich jünger ist, als Hill annahm, so müssen die gesamten Altersbestimmungen Hersheys für die präpleistocänen Formationen Veraguas als unrichtig angesehen werden. Erst genauere Untersuchungen werden das wahre Alter festzustellen vermögen.

29. Colon—Panamá (nach Marcel Bertrand und Philippe Zürcher) [1].

Die ältesten Gesteine des Isthmus von Panamá sind die *Gesteine von Gamboa*, die in der Mitte des Isthmus eine gewellte, flach nach dem Atlantischen Ozean zu geneigte Hoch-

[1]) Étude géologique sur l'Isthme de Panamá, S. 4ff.

fläche bilden und an beiden Enden unter ziemlich steilem Winkel unter jüngeren Gesteinsschichten verschwinden; sie scheinen eine Antiklinale zu bilden. Den mittleren Teil der Formation bilden Breccien, deren Bindemittel aus eruptivem Material besteht; echte Ströme von Eruptivgestein alternieren mit den Breccien. (Hill hatte[1]) daraus zwei verschiedene Formationen gebildet und bei Matachin und Obispo eine Diskordanz der Breccien zu den massiven Eruptivgesteinen nachzuweisen versucht; er fand, daß eine Ablagerung stark gerollter Geschiebe dem massiven Basalt aufruhe, doch dürfte ein solches Vorkommen über alten, bereits etwas abgewaschenen Lavaströmen nicht wesentlich gegen die Einheit der Gesamtformation sprechen.) Das Alter der Gamboaformation ist namentlich durch das Vorkommen einer Nummuliten- und Orbitoidenbank bei Bolero, deren Versteinerungen von Douvillé bestimmt worden sind, festgestellt: Oligocän (Aquitanien und Tongrien).

Ausgehend von den Gesteinen von Gamboa findet man gegen den Atlantischen Ozean hin immer jüngere Gesteinsschichten; zunächst *glauconitische Tone*, reich an Foraminiferen und erfüllt vom Schutte benachbarter Eruptivgesteine. (Hill beschreibt eine diskordante Überlagerung dieser Schichten über die von Gamboa bei Peña Negra[2]). Dr. Dall beschreibt die von Hill gesammelten Fossilien als oligocän.)

Diese Gesteinsschichten sind fast unmittelbar von den *Orbitoidenkalken* von Peña blanca überlagert. (Weiterhin beschreibt Hill bei Kilometer 20, 15 und $13\frac{1}{2}$ die dunkelfarbigen *Schichten von Vamos Vamos*, gegen den Atlantischen Ozean hin einfallend, reich an vulkanischem Material, mit Kalkkonkretionen, die Versteinerungen führen. Die Versteinerungen wurden von Dall als eocän bestimmt (Clayborne); Hill macht aber darauf aufmerksam, daß sie unzweifelhaft die Orbitoidenkalke überlagern.)

Bei Gatun (km 10) folgen mehr *sandsteinartige Bänke* mit Blattabdrücken und der für das Miocän der Antillen charakteristischen Turritella tornata, darüber *Mergel*, bald glauconitisch, bald mehr tuffartig; dieselben setzen die Mindi Hills und die Sierra Quebracha zusammen. Die reiche Fauna spricht für unteres Miocän (Hills Monkey Hill-Formation).

Ausgehend von den zentral gelegenen Gamboagesteinen bemerkt man auf der pazifischen Abdachung zunächst eine Formation von Breccien und bituminösen Schiefern, reich an vulkanischem Material. Diese Formation ist nicht sicher von der Gamboaformation zu trennen. Sie tritt zuerst bei km 43,7 auf (kurz vor Matachin), dann bei km 48,6 nahe Las Cacadas. Bei km 51,5 nahe Emperador verschwindet dann die Gamboaformation endgültig und macht einem mindestens 60 m mächtigen System von *bituminösen Schiefern und Sandsteinen* (Culebraschichten) Platz; es finden sich hier zahlreiche Blattabdrücke, Muschelschalen und Foraminiferen, darunter Globigerinen und Textularien. Eine sichere Altersbestimmung ist dadurch gegeben, daß die Schichten bei km 49 von miocänen Kalksteinen mit Ostrea, Cardium und Pecten subpleuronectes (Äquivalent der Gatunschichten) überlagert werden. Eine scharfe Grenze zwischen den Miocänkalksteinen und den Culebraschichten gibt es nicht, da die bituminösen Sandsteine und Schiefer durch kalkhaltige Molasse in die oberen Kalksteine übergehen; die Häufigkeit von Pflanzenabdrücken und Lignitschmitzen spricht für eine Küstenablagerung. Tuffe und andesitische Lavaströme wechsellagern mit den Sandsteinen und Schiefern der Culebraformation. Ein derselben wahrscheinlich linsenförmig eingelagerter Kalkstein, den Hill besuchte[3]) und dessen Äquivalent schon früher bei km 53 erbohrt worden war[4]), enthält Nummuliten, Orbitoiden und andere Foraminiferen, wonach Dall und Bagg das Alter als eocän, Bertrand und Zürcher als oligocän bestimmen wollen.

[1]) Hill, a. a. O., S. 188.
[2]) A. a. O. S. 179, Bild S. 178.
[3]) A. a. O. S. 195 f.
[4]) A. a. O. S. 8.

Weiter gegen den Pazifischen Ozean zu treten bei km 59,4 wieder Kalksteine mit Austern, Pecten subpleuronectes und gerollten Orbitoiden — das Äquivalent des Kalksteins von km 40 —, dann folgen *graue trachytische Tuffe*, die der Küste zu immer stärkere Entfaltung zeigen; Bohrungen bei km 62 und 64,1 bewiesen, daß die trachyitischen Tuffe jünger sind als die Kalksteine, also als unteres Miocän. Hill hat sie daher mit Unrecht für kretazeisch gehalten (Panamáformation). Sie sind marinen Ursprungs und entsprechen den Trachyten des Cerro Ancon bei Panamá; wahrscheinlich darf man sie für gleichalterig wie die tonigen Schichten von Monkey Hill ansehen.

Abseits von der Kanallinie, der das gegebene Profil entlang gelegt ist, an der Eisenbahn, findet man über der Breccie von Gamboa im Zentrum des Isthmus trachytische Tuffe, die den Panamátuffen entsprechen dürften; weiter östlich bei Las Cruces kompakte Kalksteine, die vielleicht denen von Emperador entsprechen (Aquitanien). Weiterhin bis Alhajuela finden sich kompakte kalkhaltige Sandsteine mit Pecten subpleuronectes und Turritella tornada, einem großen Clypeaster und großen Bivalven (darunter Mytilus Michelini): Untermiocän. Jenseit Alhajuela tauchen weiße Orbitoidenkalke auf (entsprechend denen von Peña blanca).

Mit dem unteren Miocän hörten die sedimentären Absätze auf; die Ausbrüche glutflüssigen Materials dauerten aber fort und bildeten nahe dem Kanal die höchsten Erhebungen (Andesit). Wahrscheinlich hörten diese Ausbrüche noch in der Miocänzeit auf, doch läßt sich das nicht beweisen.

II. Bemerkungen zur geologischen Karte.

1. Die topographische Grundlage[1]).

Die beigegebene geologische Karte erstreckt sich auf das Gebiet von der Westgrenze der Republik Honduras bis zum Isthmus von Panamá. Die Umrisse der hier einbegriffenen Länder sind nach den neuesten mir zugänglichen englischen und nordamerikanischen Seekarten[2]) gezeichnet worden, und es muß hervorgehoben werden, daß die Küstenumrisse mit einem für geologische Zwecke hinreichenden Grade von Genauigkeit bekannt sind. Kleinere Verschiebungen der Küstenlinien werden durch genauere Aufnahmen noch erfolgen, und in der Tat sind durch die Aufnahmen der interkontinentalen Eisenbahnkommission 1891—93, Korps I (Report, Washington 1898), sowie durch die Messungen der Nicaraguakanal-Kommission 1897—99 kleinere Korrekturen der Küstenaufnahmen erfolgt. Ich bin auf meiner Karte der Darstellung der internationalen Eisenbahnkommission für die Küstenstrecke zwischen der Tempixque-Mündung und der Mündung des Rio Savegre gefolgt, habe aber die kleinen Korrekturen bei Corinto und Brita unberücksichtigt gelassen, da sonst die Kontinuität der Küstenlinie nach den Seekarten unterbrochen worden wäre; zudem sind derartige kleine Verschiebungen für geologische Zwecke unwesentlich. Die Küsten-

[1]) Vgl. dazu »Die geographische Forschung in Mittelamerika im 19. Jahrhundert« in Verhandlungen des XIII. Deutschen Geographentages zu Breslau 1901.

[2]) Hydrogr. Off. U. S. Navy: Western Shore of the Carribean Sea, published Sept. 1884, corrected to March 16, 1898; Hydr. Off. U. S. Navy: East Coast of Central America, Cape Gracias á Dios to Gulf of Darien, 1885; Admiralty London 13. Oct. 1892: Nr. 1658 Cape la Vela to Chagres, Gulf of Panamá; Hydr. Off. U. S. Navy: West Coast of Central America, Ocos to S. Juan del Sur., Dec. 1886; Hydr. Off. U. S. Navy: West Coast of Central America, S. Juan del Sur to Judas Point 1887; Admiralty London 20. Febr. 1889, Cape Mala to Elena Bay, Chagres to Greytown, u. a.

linie von Salvador, für die ich bei meiner früheren Darstellung auf Taf. I und II im Ergänzungsheft Nr. 127 keine Seekarte hatte benutzen können, ist nunmehr den Seekarten gemäß gezeichnet. Die abgeschnürten Meeresteile, Esteros und Lagunen, sind zumeist noch nicht genau aufgenommen, weshalb auch ihre Darstellung nur schematisch erfolgen konnte und demgemäß als unsicher betrachtet werden muß.

Für die topographischen Verhältnisse des Innern der dargestellten Länder fehlt es noch sehr an brauchbaren Messungen. Die einzigen wirklich guten Vermessungen sind erfolgt längs den beiden Kanallinien (Panamá und Nicaragua), sowie in der Nähe der pazifischen Küste Zentralamerikas durch die Aufnahmen der interkontinentalen Eisenbahnkommission 1891—93, Korps I. Von besonderer Wichtigkeit ist unter den letztgenannten Aufnahmen die von M. M. Macomb und L. W. V. Kennon durchgeführte Triangulation, die von der Westgrenze Guatemalas bis zum Vulkan Momotombo in Nicaragua reicht. Hat sie auch bei der ganzen Art der Arbeit, wie sie durch die Aufgabe der Kommission gegeben war, nur Annäherungsresultate bringen können, um so mehr, als auf genaue Abmessung einer Basis verzichtet wurde und das benutzte Transitinstrument (Buff & Berger, Nr. 1696) nur auf Minuten graduiert war[1]), so ist sie doch für die Topographie des einbezogenen Gebiets von außerordentlichem Werte, da damit zum erstenmal ein zuverlässiges Gerüst fester Punkte gegeben worden ist. Nachdem oben erwähnt ist, daß die Triangulation nur Annäherungswerte geliefert habe, so mag es widersinnig scheinen, trotzdem von der Existenz von Fixpunkten zu sprechen; die Sache liegt eben so, daß sie zwar nicht als absolut sichergestellt gelten können, aber jedenfalls nur noch ganz geringe und für die meisten Zwecke durchaus unwesentliche Verrückung mehr erfahren dürften, denn durch die zahlreichen Kontrollmessungen, sowie durch eine Kontrollbestimmung des Längenunterschieds zwischen zwei wichtigen Punkten des Triangulationsnetzes (Fort S. José bei Guatemala-Stadt und Signal Hill bei La Libertad in Salvador) auf telegraphischem Wege ist die Zuverlässigkeit der erlangten Resultate wesentlich gekräftigt worden[2]).

Die übrigen Aufnahmen des Korps I der interkontinentalen Eisenbahnkommission beschränkten sich in der Hauptsache auf Wegvermessungen und Aufnahme der benachbarten Geländestreifen, wobei für die Zwecke der topographischen Darstellungen vielfach die Photographie mit herangezogen worden ist. Dann und wann erhielten die Messungen eine Stütze durch Breitenbestimmungen, so daß eine Korrektion der gemachten Vermessungen möglich wurde. Es können daher auch die außerhalb des Triangulationsgebiets liegenden Aufnahmen des Korps I als ziemlich zuverlässig gelten. In der Darstellung des Nicaraguasees weichen die Angaben des Korps I nicht ganz unwesentlich von der Karte der Nicaraguakanal-Kommission von 1897—99 ab; da aber genannte Karte auf genauen Aufnahmen und einer auf zwei abgemessenen Basislinien (bei S. Carlos und S. Jorge) aufgebauten Triangulation beruht, so bin ich hier der Darstellung der Nicaraguakanal-Kommission gefolgt und mußte für die Nachbarschaft von Granada und des Sapoáflusses entsprechende Korrekturen an den Angaben des Korps I der interkontinentalen Eisenbahnkommission anbringen.

Gegenüber den Aufnahmen des Korps I erscheinen diejenigen des Korps II, soweit sie in unser Gebiet fallen, entschieden minderwertig und sind nicht viel höher als gewöhnliche Itineraraufnahmen einzuschätzen. Für die Strecke von der Mündung des Rio Savegre zum Rio Diquis stimmen die Messungen noch mit der Seekarte überein; späterhin aber nicht mehr, und wenn ich als Fixpunkte die in den Seekarten angegebenen Positionen von Panamá, S. Carlos (Pueblo Nuevo), David und der Mündung des Rio Diquis annehme, so

[1]) Es war aber möglich, noch etwa 15″ bei der Ablesung zu schätzen.

[2]) Näheres über diese Triangulation in Intercontinental Railway Commission, Bd. I, Part. 2 (Korps I), Washington 1898, S. 226—44.

ergibt sich, daß ich die Strecke S. Carlos—Panamá nach der Aufnahme der interkontinentalen Eisenbahnkommission um etwa 7½ Proz. kürzen muß, um sie der Seekarte einzupassen, die Strecke David—Santiago—S. Carlos aber um etwa 2½ Proz. Da von David bis Divala ähnliche Terrain-, Vegetations- und Wegeverhältnisse vorliegen, wie zwischen David und S. Carlos, so habe ich auch die Strecke David—Divala um 2½ Proz. gekürzt; für die Strecke Divala—Mündung Diquis wird dann aber eine Kürzung um 12 Proz. notwendig, ein Fehler, wie ich ihn so groß bei allen meinen Itineraraufnahmen in Zentralamerika nur einmal (infolge von Fieber bei der Strecke Tenosique—S. Cristobal im Staate Chiapas) gehabt habe. In der Tat war die Aufnahme von Korps II auf der urwaldbedeckten Strecke zwischen dem Rio Diquis (Brus-Mündung) und Divala nichts anderes als eine Itineraraufnahme, wobei freilich die Entfernungen nicht durch Abzählen von Schritten, sondern durch Rufe und Zeitvergleichungen bestimmt wurden. Der Bericht von Wm. F. Shunk hebt zwar hervor[1]), daß die Resultate seiner »akustischen Methode« auf offenem Gelände niemals mehr als 6 Proz. von den Stadiamessungen abwichen; hätte er aber den Versuch gemacht, seine Aufnahmen den Seekarten einzupassen, so würde er sich bald überzeugt haben, daß die Ergebnisse seiner Methode in Urwaldgebieten wesentlich ungünstiger waren. Es ist allerdings die Frage, ob bei den außerordentlich ungünstigen Wegverhältnissen eine Itineraraufnahme mittels Schrittezählens bessere Ergebnisse gezeitigt hätte. Shunks Aufnahme durch die Urwaldgebiete ist nicht nur bezüglich der Entfernungen, sondern auch bezüglich der Darstellung des benachbarten Geländestreifens mit reichen hydrographischen Einzelheiten mit Mißtrauen zu betrachten, denn jedermann, der einmal auf schmalen Fußpfaden durch Urwälder gezogen ist, weiß, daß ein freier Überblick über das Gelände fast niemals zu erlangen ist, sondern der seitliche Ausblick gewöhnlich nur wenige Meter beträgt und daß daher auch benachbarte Flußläufe keineswegs mit Sicherheit verfolgt werden können. Daher stimmt auch die Shunks Bericht beigeheftete Kartenskizze des südwestlichen Costarica von H. Pittier[2]) keineswegs in allen Einzelheiten mit Shunks Aufnahmen überein.

Trotz der scharfen Kritik, die gegenüber den Aufnahmen des Korps II in Costarica und dem Staate Panamá am Platze ist, müssen dieselben doch als sehr wertvoll bezeichnet werden, da sie durch ein Gebiet führen, über das sonst überhaupt fast keine zuverlässige Nachricht zu erlangen ist.

Eine reiche Literatur und zahlreiche Messungen berichten über die Linien des Panamá- und Nicaraguakanals; sie beschränken sich aber zumeist auf die Linien selbst und nur M. Wagner[3]) sowie die Arbeiten der Nicaraguakanal-Kommission von 1897—99[4]) umfassen stellenweise ein breiteres Gebiet zu den Seiten der Kanallinie. Meine Zeichnung des Nicaraguasees und des Rio S. Juan ist nach der letztgenannten Arbeit gemacht.

Eine Anzahl zuverlässiger Messungen im Innern Costaricas, Nicaraguas und Salvadors ist der Erbauung der dortigen Eisenbahnen vorangegangen. Es ist mir aber nicht gelungen, die Eisenbahnpläne Costaricas für meine Karte verwerten zu können, da ich keinen Einblick in dieselben bekommen habe. Die Eisenbahnlinien Nicaraguas hat J. Wiest[5]) eingehend beschrieben und übersichtlich auf einer Karte zur Darstellung gebracht; seine Karte ist wiederum von der interkontinentalen Eisenbahnkommission mit verwertet worden.

---

[1]) Intercontinental Railway Commission 1891—93, Bd. II (Korps II), Washington 1896, S. 91.

[2]) A. a. O. zwischen S. 92 und 93.

[3]) Moritz Wagner, Beiträge zu einer physisch-geographischen Skizze des Isthmus von Panamá. Erg.-H. Nr. 5 zu Pet. Mitt.

[4]) Report of the Nicaragua Canal Commission 1897—99. Baltimore 1899, S. 363—82. Report on S. Juan River and Lake Nicaragua by Francis Lee Stuart.

[5]) Las lineas construidas y las proyectadas en Nicaragua. Managua 1895.

Ich habe sie auch für meine Karte benutzt; die neuerbaute Eisenbahnlinie La Paz—Managua (eröffnet 1902) habe ich nach einer Skizze Wiests eingezeichnet, da ich die Pläne nicht einsehen konnte. Auch die Eisenbahnpläne von Salvador haben mir nie vorgelegen, soweit sie nicht in die Karten der interkontinentalen Eisenbahnkommission mit aufgenommen sind. Unbekannt sind mir ferner die Pläne der Hondurasbahn Puerto Cortez—Pimienta.

Da demnach Eisenbahnpläne für meine Karte keine wesentliche Stütze sein konnten, so ist begreiflich, daß ich mich für die Zeichnung der Binnengebiete hauptsächlich auf Itineraraufnahmen stützen mußte, und zwar zunächst vornehmlich auf meine eigenen, die in Salvador und Honduras zahlreich genug sind, um der Kartendarstellung ein festes Gefüge zu verleihen, und das war namentlich für Honduras dringend notwendig, da hier seit E. G. Squiers auf drei Itineraraufnahmen fußender Darstellung des Landes[1]) die Kenntnis desselben keine wesentlicheu Fortschritte gemacht hatte; wohl bevölkerten sich die Karten[2]) mit zahlreichen Ortsnamen und Flußläufen, aber meist war die Lage der Ortschaften durchaus unsicher, und in der Zeichnung der Flußsysteme wurden gegenüber Squiers roher, aber im großen und ganzen ziemlich richtiger Darstellung noch wesentliche Rückschritte gemacht. Meine eigenen Itineraraufnahmen, auf Abschreitung und Kompaßpeilungen gegründet und ursprünglich im Maßstab 1 : 50000 aufgezeichnet, zeigten zwar nicht unerhebliche Distanzfehler (meist waren sie um 2 bis 8 Proz. zu lang); auch mußte die Richtung manchmal um einige Grade verschoben werden; es war aber bei der verhältnismäßig geringen Breite des Landes und dem Vorhandensein mehrerer Fixpunkte (Puerto Cortez, Trujillo, La Ceiba, Aceituno und Tipitapa, sowie S. Salvador und die Stationen der guatemaltekischen Nordbahn), sowie bei der verhältnismäßig häufigen Kreuzung einzelner Itinerarlinien möglich, einen ziemlich hohen Grad von Zuverlässigkeit zu erreichen, so daß die Lage der meisten Punkte in Länge und Breite höchstens um zwei bis drei Minuten unsicher sein dürfte. Bei dem gänzlichen Mangel sicher bestimmter Positionen im Innern des Landes ist es freilich nicht möglich, die schätzungsweise gegebene Genauigkeitsbestimmung zu kontrollieren. Auf eine genaue Darstellung der Konstruktion meiner Karte glaube ich verzichten zu dürfen, da eine ausführliche Mitteilung, um wieviel jede einzelne Itinerarlinie gekürzt und gedreht werden mußte, wenig allgemeines Interesse bieten und das Urteil über die Genauigkeit keit der Positionen nur mäßig erleichtern würde. Außer meinen eigenen Itineraraufnahmen habe ich mit Vorteil auch die von E. G. Squier (1855) und von Carlos List (Tegucigalpa—La Paz—S. Rosa—Esquipulas, 1896) verwertet, sowie eine kleine Kartenskizze des verstorbenen Missionars C. H. Dillon von einem Teile des Departamento Yoro und mündliche Mitteilungen der Herren Paine in Bocay und W. C. Wildt in Ruatan über die Mosquitia.

Über die topographische Grundlage der Karte der Republik Salvador habe ich mich früher (Erg.-H. Nr. 127 zu Pet. Mitt., S. 56 ff.) bereits ausgesprochen. Seither habe ich 1899 und 1902 kleinere Strecken des schönen Landes bereist; die Itineraraufnahme der Strecke La Libertad—S. Tecla ist von einigem Werte für die Karte gewesen. Dagegen bedeutet die neue Karte des Landes von Dr. Alcaine und Santiago F. Barberena eher einen Rück- als einen Fortschritt, weil sie die neueren Aufnahmen, auch die der interkontinentalen Eisenbahnkommission, ignoriert und kaum brauchbare eigene Daten bringt.

Meine Darstellung von Nicaragua beruht in der Hauptsache (neben der Küstenzeichnung der Seekarten, den Aufnahmen der Nicaraguakanal-Kommission 1897—99 und der interkontinentalen Eisenbahnkommission) auf den Itineraraufnahmen von Squier (1855), von Dr. Bruno

[1]) In E. G. Squier, Notes on Central America, New York 1855.

[2]) Ich nenne hier die Map of the Republics of Honduras and Salvador von Wm. M. Bradley & Co., den Mapa de la República de Honduras por A. T. Byrne (1886), die Carte commerciale du Honduras et du Salvador von F. Bianconi (Paris 1891) und den Mapa de Honduras, elaborado por Frco Altschul, Nueva York 1899.

Mierisch (1891—93, veröffentlicht in Pet. Mitt. 1893, S. 25ff. und 1895, S. 57ff.), und mir selbst (1897—1900). Wie bei der Darstellung von Honduras und Salvador, so habe ich auch bei der von Nicaragua die Angaben der vorhandenen Landkarten nur zur Ausfüllung der leeren Flächen verwendet, ohne von ihren Angaben irgendwelche Zuverlässigkeit zu erwarten. Man kann diesen Landkarten schon darum kein Vertrauen schenken, weil auf ihnen in keiner Weise angegeben zu sein pflegt, auf welcher Grundlage sie beruhen, und was von ihren Angaben auf Messung, was auf Vermutung oder Erkundigungen zurückgeführt werden dürfte. Eine Ausnahme hiervon machte der französische Ingenieur P. Levy, der seinen Notas geográficas y economicas sobre la república de Nicaragua (Paris 1873) einen »magnifico Mapa« beigegeben hat und in einem Anhang zu seinem dickleibigen Werke die Vorzüge seiner Landkarte ins richtige Licht zu stellen bestrebt ist. Als wirklich bedeutungsvoll mag die Tatsache anerkannt sein, daß Levy[1]) nach der Aufnahme des Rio Coco zu der Überzeugung kam, daß die früheren Karten, darunter die von Maximilian v. Sonnenstern (1863), die Lage von Ocotal fast einen halben Grad zu weit nördlich eingetragen hätten und dadurch für einen großen Teil von Honduras keinen Raum mehr ließen, während doch schon Squiers Wegaufnahmen (durch die Herren Woodhouse und Bradbury ausgeführt) jener Stadt eine wesentlich südlichere Position zugeteilt hätten. Levy hat mit seiner Behauptung bezüglich der Lage von Ocotal durchaus recht, und meine eigene Wegaufnahme, die zwischen Tegucigalpa und Tipitapa einen Fehler von 5 Proz. besaß und daher bei proportionaler Verteilung des Fehlers keinen bedeutenden Irrtum in der Lage Ocotals zulassen dürfte, zeigt nur geringe Abweichung von Levys Lage (3 Min. nördlicher und 2 Min. westlicher als Levy angibt). Dagegen scheint mir Levys Aufnahme des Rio Coco sehr ungenau gewesen zu sein, wie ein Vergleich meiner Flußzeichnung mit der Levyschen ohne weiteres zeigt (die Namen der Zuflüsse und Wasserfälle scheinen seit Levys Reise sich wesentlich geändert zu haben). Freilich muß ich gestehen, daß auch meine Flußaufnahme sehr der Nachsicht bedarf, denn ich durfte dabei nur den Anfangs- und Endpunkt als ziemlich sichergestellt annehmen und konnte die Geschwindigkeit der Strömung wie die Arbeitsleistung der Ruderer nur schätzungsweise in Rechnung bringen. Infolgedessen ist es auch begreiflich, daß ich für die Mündung des Vaspuc eine andere Position gefunden habe als Dr. Mierisch (Pet. Mitt., Taf. 4, wo diese Stelle fast 9 Min. weiter östlich angesetzt war). Da Dr. Mierisch keine Angaben über die Art seiner Aufnahmen mitgeteilt hat, bin ich meiner eigenen Aufnahme auf der Karte gefolgt und habe Mierischs Aufnahmen den meinigen angepaßt. Es ging dabei nicht ohne bedeutende Verschiebungen und Streckungen ab, da Matagalpa nach Mierischs Annahme etwa 6 Min. weiter nördlich und 12 Min. weiter östlich liegen sollte, als mir meine Itineraraufnahme Tegucigalpa—Tipitapa ergeben hatte.

Für das Innere von Costarica fehlte es mir außer meinen eigenen spärlichen Itinerarien und den Aufnahmen der interkontinentalen Eisenbahnkommission fast ganz an brauchbaren neueren Materialien. Freilich hat Prof. H. Pittier den größten Teil des Landes auf zahlreichen mühevollen Reisen erforscht, aber seine Beobachtungsergebnisse sind mit wenigen Ausnahmen (so in Pet. Mitt. 1892, Taf. 1 und im Bericht des Korps II der interkontinentalen Eisenbahnkommission, Bd. II, S. 92) noch nicht veröffentlicht, so daß dieselben für meine Zeichnung des Landes nicht in Frage kommen konnten. Nun gibt es freilich ziemlich viele gute ältere Daten (von v. Frantzius, K. v. Seebach, Wm. Gabb u. a.), die nutzbringend verwertet werden konnten, und Friederichsens Karte des Landes (1876) gibt eine (mit Ausnahme Talamancas) recht brauchbare Gesamtdarstellung, der ich vielfach gefolgt bin (so im N und im Zentrum des Landes). Friederichsens Karte war aber

[1]) A. a. O. S. 626.

natürlich in bezug auf die Umrißzeichnung auf die damals vorhandenen älteren Seekarten basiert, erst später (1885) wurde durch die Neuaufnahme der Küste durch das nordamerikanische Kriegsschiff »Ranger« die Zeichnung dieser Küste wesentlich modifiziert, so daß es schwer hält, die topographischen Einzelheiten des Innern nunmehr richtig zu gruppieren. Ich fand dies besonders schwierig, da mir die genaue Lage von S. José nicht bekannt ist und auch die Eisenbahnpläne des Landes mir nicht zugänglich waren. Pittiers Aufnahmen im SW des Landes einzufügen, war unter solchen Umständen nur unter gewaltsamen Streckungen und Drehungen möglich, und erschwert wurde die ganze Aufgabe noch dadurch, daß Pittiers Zeichnung des Unterlaufs des Rio Diquis und seine Lage von Boruca durchaus nicht mit den Daten des Korps II der interkontinentalen Eisenbahnkommission übereinstimmen. Ich habe mich entschlossen, diese letzteren zu adoptieren, habe aber in bezug auf den Lauf und die Mündung des Rio Changüina mich wieder von Pittier leiten lassen. Es würde zu weit führen, alle sonstigen Einzelheiten der Kartenkonstruktion zu erwähnen; es genügt hier hervorzuheben, daß in meiner Darstellung von Costarica mangels zuverlässiger Angaben ein hoher Grad von Unsicherheit vorhanden ist, eine Unsicherheit, die erst einmal wird verschwinden können, wenn Pittier sich entschließt, seine Aufnahmen kritisch zu verarbeiten und zu veröffentlichen. So viel aber darf gesagt werden, daß die Karte wenigstens in den gröbsten Zügen richtig ist und für die Einzeichnung des vorhandenen geologischen Beobachtungsmaterials genügt.

Noch wesentlich schlimmer ist es mit der kartographischen Darstellung des Staates Panamá bestellt, wo außer den Aufnahmen der Panamároute und des Korps II der interkontinentalen Eisenbahnkommission, sowie den Arbeiten Moritz Wagners über den Isthmus von Panamá nur wenig Zuverlässiges zu erhalten ist. Ich selbst habe in diesem Gebiet nur eine einzige Itineraraufnahme ausgeführt (quer durch Chiriqui); die Aufnahme krankt aber an dem Fehler, daß der nördliche Endpunkt, das Dorf Chiriqui Grande, auf keiner Seekarte, auch nicht auf dem Spezialplan der Laguna de Chiriqui, angegeben ist, so daß ich es nur ungefähr, mit der Möglichkeit eines ziemlich groben Fehlers, lokalisieren konnte. Welchen Grad von Zuverlässigkeit die Kartenskizze Oscar H. Hersheys[1]) besitzt, vermag ich nicht zu sagen, um so weniger, als er mit keinem Worte von topographischen Aufnahmen spricht, auch seine Reiserouten nicht eingezeichnet hat. Jedenfalls wird man gut tun, darüber nicht allzu optimistische Ansichten zu hegen. Meine Kartendarstellung fürs Innere der Republik Panamá ist zumeist lediglich schematisch gehalten, womit angedeutet sein möge, daß man eben nichts Zuverlässiges über diese Gegenden weiß. Selbst fleißige und kritische Zusammenstellungen, wie Moritz Wagners Karte von Chiriqui (Pet. Mitt. 1863, Taf. 2), erweisen sich in ihren Einzelheiten bei genauerer Prüfung als durchaus unzuverlässig.

2. Die geologischen Einzeichnungen.

Über die im allgemeinen sehr einfachen geologischen Verhältnisse der Republik *Salvador* habe ich schon im Erg.-H. Nr. 127, S. 58ff. mich ausgesprochen und meine späteren Reisen (1899 u. 1902) haben, abgesehen von den Beobachtungen an einzelnen Vulkanen, nur die für die geologische Karte wichtige Tatsache gefördert, daß die Quartärebene längs der pazifischen Küste eine wesentlich geringere Verbreitung besitzt, als ich auf Taf. II des genannten Ergänzungsheftes angegeben hatte, da in der Nachbarschaft des Hafenortes La Libertad allenthalben die jungeruptiven Gesteine mit ihren Tuffen und Konglomeraten bis ans Meer herantreten und vielfach in Steilabstürzen abbrechen.

[1]) University of California, Bulletin of the Dept. of Geology. Bd. II, Nr. 8, S. 235.

Über die Geologie von *Honduras* ist bisher nur wenig veröffentlicht worden. Eingehender untersucht ist eigentlich nur die nächste Umgebung des reichen Silberbergwerks von S. Juancito im Departamento Tegucigalpa von Thomas H. Legget[1]). Die bei S. Juancito gefundenen fossilen Cycadeen hat J. S. Newberry[2]) als obertriassisch beschrieben.

Ein großer Teil von Honduras ist von einem deutschen Geologen, Dr. R. Fritzgärtner, in den 80er und 90er Jahren des 19. Jahrhunderts bereist und untersucht worden. Leider sind seine Sammlungen und Manuskripte aber in der Revolution vom Jahre 1894 zerstört worden, so daß er mir nur aus dem Gedächtnis einige Andeutung über die Verbreitung einzelner Formationen geben konnte (s. oben S. 12f.). Einige schätzenswerte Informationen fand ich auch in Fritzgärtners »Kaleidoskopic views of Honduras« [3]). Über die Geologie der Baiinseln und der nordwestlichen Gebiete der Mosquitia verdanke ich Don Felipe Burchard einige Angaben, über die des mittleren Honduras Herrn Carl List, über die von Yoro Mr. Dillon. In der Hauptsache aber mußte ich mich auf meine eigenen geologischen Aufnahmen stützen, deren Wert freilich dadurch wesentlich geschmälert wurde, daß die Mehrzahl meiner 1898 gesammelten Gesteinsproben durch die Unzuverlässigkeit der hondureñischen Post in Verlust geraten ist. Einige wenige Gesteinsproben und Versteinerungen wurden aber auch damals gerettet und einen bei Meambar gesammelten Seeigel erkannte v. Zittel als kretazeisch[4]). Danach ist also Dr. Fritzgärtners Ansicht, daß diese Schichten paläozoisch wären, widerlegt und meine darauf bezügliche Bemerkung in den »Verhandlungen der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin« 1898, S. 128, zu berichtigen. Meine aus Honduras 1900 mitgebrachten Gesteinsproben hat A. Bergeat durchgesehen, und einen großen Teil derselben hat später A. v. Napolski unter Zirkels Aufsicht mikroskopisch untersucht und genau bestimmt[5]).

Die Grundlage unserer geologischen Kenntnis von *Nicaragua* ist durch Br. Mierischs Arbeiten gegeben[6]), weshalb ich auch seine Darstellung auf Taf. IV von Pet. Mitt. 1895 ohne weiteres für meine Karte übernommen habe, nur mit dem Unterschied, daß ich für den Oberlauf des Cuculaia, wo auf jener Tafel eine weißgelassene Fläche ist, Diabas einsetzte, da nach Mierischs Bemerkungen in Pet. Mitt. 1893, S. 35 mir kein Zweifel zu sein scheint, daß hier Diabas anstehe. Es scheint mir sogar wahrscheinlich, daß auch die meisten übrigen Lücken am Cuculaiafluß als Diabas koloriert werden dürften; doch ist die Sache hier nicht so zweifellos wie am Oberlauf, weshalb ich hier wie an anderen Orten die Lücken weißgelassen habe. Meine eigenen Aufnahmen haben nur längs des Rio Coco sowie im SW des Landes Neues bringen können, während im Zentrum desselben die ermüdende Einförmigkeit der jungeruptiven Gesteinsergüsse und ihrer späteren Tuffe fast nirgends unterbrochen erscheint, es sei denn durch die Quarzgänge, von denen ich einige neue lokalisieren konnte. Das Trias(?)-Vorkommen, das auf Taf. IV von Pet. Mitt. 1895 bei S. Geronimo eingetragen ist, ist auf meiner Karte unterdrückt, da ich bei Begehung der betreffenden Strecke nichts davon zu entdecken vermochte; da außerdem in Mierischs

---

[1]) Notes on the Rosario Mine at S. Juancito, Honduras, in den Transactions of the American Institute of Mining Engineers (Buffalo Meeting, Oktober 1888).

[2]) American Journal of Science (November 1888).

[3]) Nr. 6—8 des Honduras Mining Journal, Tegucigalpa 1891.

[4]) Später haben Joh. Böhm und P. de Loriol meine aus Honduras mitgebrachten Versteinerungen sorgfältig untersucht und bestimmt (vgl. oben S. 4f. u. 54f.).

[5]) Ebenso hat A. Bergeat auch meine in Nicaragua, Costarica und Chiriquí gesammelten Gesteinsproben untersucht, und nach Abschluß dieser Arbeit unterwarf Herr Bezirksgeolog Dr. Adolf Klautzsch mein gesamtes Gesteinsmaterial aus dem südlichen Mittelamerika einer erneuten kritischen Durchsicht, wofür ich ihm auch an dieser Stelle meinen herzlichen Dank sage.

[6]) Die geologische Beschreibung des Landes von P. Levy (a. a. O. S. 139—60) bietet zu wenig greifbare Angaben, als daß viel damit anzufangen wäre. Einige gute Daten sind freilich darunter, was hiermit anerkannt sein möge.



Text nicht davon die Rede ist, so nehme ich an, daß nur die undeutliche Farbengebung in Mierischs Originalkarte[1]) hier ein Versehen verursacht habe.

Für das südlichste Nicaragua und das nördlichste Costarica bin ich fast vollständig der geologischen Karte gefolgt, die Hayes dem Bericht der Nicaraguakanal-Kommission 1897—99 beigegeben hat. Hayes macht zwar darauf aufmerksam, daß keine Kartierung der Umgebung versucht worden sei (Report, S. 114), aber in manchen Fällen wenigstens dürfte seine kartographische Darstellung doch auf tatsächlicher Beobachtung beruht haben. Freilich konnte ich in anderen Fällen auch feststellen (so namentlich am Rio Frio), daß seine Annahmen völlig unrichtig waren. Die beiden Streifen jungeruptiver Gesteine nahe Nandaime habe ich schematisch nach mündlichen Mitteilungen Mierischs eingetragen.

Die grundlegenden Arbeiten für eine genauere geologische Kenntnis von Costarica verdankt man K. v. Seebach[2]) für den Westen und Wm. M. Gabb[3]) für den Südosten des Landes. Ich habe Gelegenheit gehabt, im Hause Pittiers auch einen Bick in die noch unveröffentlichte geologische Originalkarte von Gabb zu werfen und habe davon für meine Karte Gebrauch gemacht, ebenso von Gabbs Profil durch Talamanca[4]). Ich muß jedoch bemerken, daß ich Gabbs geologischer Karte kein allzu hohes Maß von Zuverlässigkeit zutrauen kann, weil ich beobachtet habe, daß von ihm der breite Streifen jungeruptiver Gesteine nördlich von Xirores übersehen wurde und das betreffende Gebiet mit der Farbe seines Miocän (Oligocän) koloriert ist. Manche brauchbare Angaben bringen George Attwood und W. H. Huddleston[5]). Eine geologische Karte des größeren Teiles von Costarica hat H. Pittier entworfen und das Manuskript mir zur Benutzung überlassen, wofür ich ihm vielen Dank weiß; es ist dadurch möglich geworden, meine geologische Karte ganz wesentlich zu bereichern und gerade für Gebiete, die außerordentlich schwer zugänglich sind. Viele wertvolle Mitteilungen sind außerdem R. T. Hills umfangreicher und fleißiger Arbeit »The Geological History of the Isthmus of Panamá and Portions of Costarica, based upon a Reconnaissance made for Alexander Agassiz« (Bull. Mus. Comp. Zool., Cambridge 1895—98, Bd. XXVIII, Nr. 5) zu entnehmen. Leider hat Hill das Querprofil durch Costarica bei weitem nicht so eingehend untersucht wie das von Panamá, und scheint sich vielfach einfach auf die Mitteilungen und Aufnahmen des Herrn Sjögren verlassen zu haben, dessen Profile er auf Taf. 7 wiedergibt. Die auf S. 222 versprochenen Angaben Sjögrens über die Halbinsel Nicoya habe ich in Hills Werk aber vergebens gesucht. Die Flüchtigkeit des Hillschen Aufenthalts in Costarica spricht sich bereits in manchen, allerdings nebensächlichen Äußerlichkeiten aus, wie der mehrfachen Verwechslung des Golfs von Nicoya mit dem Golfo Dulce (»Gulf of Dulce«). — Meine eigenen Aufnahmen vermochten zwar einige der vorhandenen Lücken auszufüllen, aber für ein Verständnis des Gesamtbaues nur wenig beizutragen.

Meine geologische Darstellung der Republik Panamá fußt auf Moritz Wagners mehrfach erwähnten Arbeiten über Panamá und Chiriqui, auf M. Bertrands und Ph. Zürchers Panamáprofil[6]), auf C. H. Hersheys Arbeit über The Geology of the Central Portion of the Isthmus of Panamá[7]) und auf meinem Querprofil durch Chiriqui. Die sehr wertvolle Arbeit von R. T. Hill über den Isthmus von Panamá hat für die Karte wenig Bedeutung mehr

---

[1]) Pet. Mitt. 1895, S. 57. Anm. d. Red.
[2]) Ebenda 1865, S. 241 ff., Reise durch Guanacaste.
[3]) Informe sobre la exploracion de Talamanca, herausgegeben von H. Pittier in Anales del Instituto fisico-geografico de Costarica 1895.
[4]) Mitgeteilt von R. T. Hill auf Taf. 6, Bull. Mus. Comp. Zool. Harvard College, Bd. XXVIII, Nr. 5.
[5]) On the Geology of a Part of Costarica by G. Attwood, and report on some rock specimens by W. H. Huddleston. Quart. Journ. Geol. Soc., London 1882, S. 328—40.
[6]) Étude géologique sur l'Isthme de Panamá.
[7]) Univ. of California, Bull. Dept. Geology, Bd. II, Nr. 8, S. 231—67.

gehabt, da seine Altersbestimmung der Schichten der pazifischen Abdachung durch die Untersuchungen von H. Douvillé »Sur l'age des couches traversées par le Canal de Panamá«[1]) und von M. Bertrand und Ph. Zürcher widerlegt worden ist. Ich selbst habe zwar (Dez. 1902) den Einschnitt von Culebra besucht und die Bahnlinie von dort bis Panamá zu Fuß begangen, allein die Bahnaufschlüsse waren damals bereits zu stark verwachsen, als daß sie einen wesentlichen Einblick in die geologischen Verhältnisse des Gebiets erlaubt hätten. Die Berichte Dr. Evans[2]), die unter anderm archäische Granite und Syenite für die Chiriquigegend erwähnen[3]), habe ich leider nicht zu Gesicht bekommen.

Bei der Mangelhaftigkeit des vorhandenen geologischen Materials habe ich nicht gewagt, wie seinerzeit (auf Taf. II des Erg.-H. Nr. 127) für das nördliche Mittelamerika, die vorhandenen Lücken nach Vermutung auszufüllen, weshalb die beigegebene geologische Karte schon beim ersten Anblick den fragmentarischen Zustand unseres Wissens andeutet. Ich konnte um so weniger meinen Vermutungen über die räumliche Ausdehnung der beobachteten Gesteinsarten und Schichtenkomplexe Raum geben, als offenbar in manchen Gegenden, so namentlich im östlichen Honduras, der geologische Bau auch wesentlich verwickelter ist, als in Guatemala und Chiapas. Nur im südwestlichen Honduras, im mittlereren Nicaragua und Teilen Costaricas habe ich größere Flächen, über die keine direkten Nachrichten vorlagen, mit dem Kollektivkolorit der jüngeren Eruptivgesteine bedeckt, um anzudeuten, daß aller Wahrscheinlichkeit nach die weitverbreiteten Eruptivdecken sich nach solchen Stellen erstrecken dürften. Freilich muß ich erwarten, daß da und dort vielleicht kleine Reste der bedeckten Grundgebirge zutage treten dürften, was spätere Aufnahmen konstatieren und lokalisieren müssen.

Bei der Kleinheit des gewählten Maßstabs der geologischen Karte konnten natürlich nicht alle geologischen Beobachtungen kartographisch sichtbar gemacht werden; namentlich mußten die Gänge und sonstige schmale Streifen besonderer Gesteinsarten wesentlich breiter angedeutet werden, als ihrer wirklichen Breite entsprechen würde, zum Nachteil der Nachbarformationen; es bekommen dadurch die geologischen Einzeichnungen einen etwas schematischen Charakter, den sie auch bei dem größeren Maßstab der Profile noch nicht verlieren. Noch schärfer prägt sich aber der schematische Charakter der geologischen Einzeichnungen auf Karte und Profilen dadurch aus, daß, abgesehen von wenigen Fällen auf das Streichen und Fallen der Schichten keine Rücksicht genommen werden konnte, teils aus technischen Gründen, teils wegen allzu mangelhafter Kenntnis dieser Verhältnisse. Die Gesteinseinzeichnungen sind der größeren Deutlichkeit wegen in viel größerer Ausdehnung über beide Seiten des Weges hinaus erfolgt, als der tatsächlichen Beobachtung entspricht, und so kommt es, daß schmale Gesteinsvorkommen sich in der Form schmaler, ungefähr senkrecht zur Routenrichtung stehender Farbenbänder darstellen, selbst in Fällen, wo die wirkliche Längserstreckung (die freilich nur selten tatsächlich festgestellt werden konnte) ganz andere Richtungen einhielt, wie z. B. bei schräg durchziehenden Gängen. Wo die Schichtgesteine parallel der Routenrichtung streichen, aber wegen Überdeckung durch eruptive Gesteinsdecken nur auf kurze Erstreckungen zutage treten — ein Fall, der z. B. zu beiden Seiten des großen hondureñischen Quertals häufig eintritt —, da gibt der bloße Anblick der Karte leicht einen ganz falschen Begriff, da es bei dem gewählten Maßstab aus technischen Gründen unmöglich ist, durch Fallzeichen oder sonstige Erklärungen die tatsächlichen

[1]) Bull. Soc. géol. de France, Bd. XXVI (Paris 1898), S. 597 ff., namentlich S. 591 über gerollte Orbitoiden vom Fuße des Cerro Paraiso (km 59,34) nahe Pedro Miguel.

[2]) In: Reports of Explorations and Surveys for the Location of Interoceanic Ship Canals through the Isthmus of Panamá, and by the Valley of the River Napipi, by U. S. Naval Expeditions 1875, Commander Edward P. Lull, U. S. N., Washington 1879.

[3]) Hill, a. a. O. S. 241.

Lagerungsverhältnisse anzudeuten; es kann dann eben nur die Beschreibung der Profile das richtige Verständnis ermöglichen.

Die Häufigkeit ausgedehnter Eruptivgesteinsdecken ist dem Studium des inneren Gebirgsbaues des südlichen Mittelamerika ebenso hinderlich, wie die vielen jungen Deckbildungen (Schwemmland, vulkanische Aschen und Sande u. dgl. m.). Die kleineren Deckbildungen sind auf der Karte überhaupt nicht ausgezeichnet worden und selbst bei einem größeren Vorkommen dieser Art, den Alluvialablagerungen westlich vom Nicaraguasee, habe ich auf Auszeichnung verzichtet, da ich hierin der abgedeckten Darstellung der geologischen Karte der Nicaraguakanal-Kommission 1897—99 folgte; wahrscheinlich war Dr. Hayes durch Bohrungen bekannt, daß diese Ablagerungen nur geringe Mächtigkeit besitzen.

Eine große Schwierigkeit für die geologische Kartierung beruht in der starken Vegetationsbedeckung und der bedeutenden Tiefenzersetzung der Gesteine; beide Erscheinungen nehmen an Intensität mit zunehmendem Regenfall wesentlich zu und da die Hauptmasse des Regens sich auf die atlantische Abdachung des südlichen Mittelamerika konzentriert, dort also auch die dichtesten Urwälder[1]) sich ausdehnen, so ist dort auch die Schwierigkeit der geologischen Kartierung am größten. Im Gebiet der Eruptivdecken herrschen äußerst verwickelte Verhältnisse; Dr. Hayes sah sich daher in seinem geologischen Bericht für die Nicaraguakanal-Kommission 1897—99[2]) zu der Mitteilung veranlaßt, daß es hoffnungslos sei, die Beziehungen der verschiedenen Eruptivgesteine zueinander ohne Zuhilfenahme von Bohrungen feststellen zu wollen. In der Tat fehlen Aufschlüsse in den Urwaldgebieten, abgesehen von den Ufern lebhaft erodierender Flußläufe, fast vollständig, so daß der Wanderer häufig einfach nach gelegentlich vorkommenden, recht zersetzten Lesestücken sich ein Urteil über die vermutlich anstehende Formation bilden muß. Aber auch in den trockneren Gebieten, wo Aufschlüsse häufiger sind, ist es bei den verwickelten geologischen Verhältnissen bei flüchtigen Aufnahmen nicht möglich, die Verbreitung der verschiedenen Eruptivgesteinsvarietäten auch nur längs des Weges, geschweige denn für größere Entfernungen, festzustellen, namentlich in solchen Fällen, wo der petrographische Habitus ähnlich oder die Zersetzung schon weiter vorgeschritten ist. Nur bei sehr eingehenden Detailaufnahmen könnte auf Karten großen Maßstabes (für die zurzeit noch jegliches Material fehlt) die spezielle geologische Einzeichnung versucht werden.

Angesichts dieser Schwierigkeiten habe ich mich entschlossen, nicht nur einige ältere Eruptivgesteine (Hornblendegranit, Diorit), sondern namentlich auch eine ganze große Gruppe jüngerer Eruptivgesteine (Porphyre, Porphyrite, Melaphyre, Andesite, Basalte, Dacite, Trachyte, Rhyolite, größtenteils sogar noch einschließlich ihrer Tuffe) unter einer einheitlichen Farbe auszuzeichnen und nur an einzelnen Stellen durch Merkbuchstaben die Gesteinsart anzuzeigen. Da Mierisch die Porphyre und Melaphyre gegenüber den jüngeren Eruptivgesteinen durch besondere Farbe gekennzeichnet hat, so weicht daher in dieser Hinsicht meine Karte von der seinigen ab; ich habe jedoch, um seinen Aufnahmen gerecht zu werden, trotz der gleichartigen Kolorierung seine jüngeren Eruptivgesteinsgänge auf meiner Karte wenigstens anzudeuten versucht. Ebenso habe ich die Kalke und Quarzite allenthalben je in gleichartiger Kolorierung gebracht, bei ersteren aber durch Merkbuchstaben das Alter angedeutet, soweit es bekannt ist.

---

[1]) Die Ausdehnung der einzelnen Vegetationsformationen im südlichen Mittelamerika ist zu ersehen aus Taf. 2, meiner »Mittelamerikanischen Reisen und Studien« (Braunschweig 1902) und für Honduras und Nordnicaragua aus Taf. 3 der Zeitschr. d. Gesellsch. f. Erdkunde zu Berlin 1902. Über die geologische Bedeutung der tropischen Vegetationsformationen vergleiche meine gleichnamige Habilitationsschrift, Leipzig 1900.

[2]) A. a. O. S. 121.

Alles in allem genommen, bedarf die geologische Karte der größten Nachsicht. Eine kartographische Darstellung des vorhandenen Beobachtungsmaterials erschien mir aber nützlich und notwendig, da sie trotz der naturgemäß anhaftenden Mängel und Schematisierung doch weit besser als lange Beschreibungen den gegenwärtigen Stand unseres Wissens charakterisiert und künftigen Forschern die Wege weisen kann, auf denen der Fortschritt am ehesten zu erreichen ist.

III. Zusammenfassende Bemerkungen über den Gebirgsbau.

a) Stratigraphie.

Die auf der beigegebenen fragmentarischen geologischen Karte unterschiedenen Gebirgsglieder sind folgende:

I. Sedimentärgesteine.

1. Azoische Formationen.

Das Urgebirge besteht in Mittelamerika in seinen tiefsten Lagen aus Gneis, in den höheren aus Glimmerschiefern und Phylliten, denen dann und wann kristallinische Kalke eingeschaltet sind. Die Gneise, in Guatemala ziemlich weit verbreitet, scheinen in Honduras und Nicaragua nur geringe Ausdehnung zu zeigen; tatsächlich habe ich sie nur in der Gegend von Cobija (südlich von La Ceiba) in Honduras sowie am Rio Coco in Nicaragua und bereits außerhalb der Landesgrenze von Honduras bei Gualan und bei der Hacienda Germania (Guatemala) beobachtet. Von diesen Vorkommnissen ist das von Cobija nicht besonders ausgezeichnet, da sich hier stets starke Übergänge in Granit zeigen und daher vermutlich kein echter Gneis vorliegt.

Viel verbreiteter als die Gneise sind die Glimmerschiefer und Phyllite, die im östlichen und nordwestlichen Honduras sowie im nördlichen Nicaragua große Flächen einnehmen. Sie bilden hier zum Teil selbständige Gebirge, zum anderen Teile die Unterlage derselben. Nicht selten gehen die Glimmerschiefer in Tonglimmerschiefer über, so auf Bonacca (Guanaja) und im nordwestlichen Grenzgebirge von Honduras, in anderen Fällen in Hornblendeschiefer, so in der Zentralkette von Olancho, auf Ruatan und in der Sierra del Espirito Santo, wo diese Varietät durch Merkbuchstaben besonders hervorgehoben ist. Einlagerungen von kristallinischen Kalken finden sich mehrfach, so in der Sierra de Omoa und auf Ruatan; sie sind an diesen Stellen durch das grüne Kolorit der Kalksteine besonders kenntlich gemacht, wobei durch die Merkbuchstaben (KK) diese Kalke als der azoischen Schichtengruppe zugehörig gekennzeichnet worden sind.

Während in Honduras und Nordnicaragua die azoische Schichtengruppe eine große Verbreitung besitzt und zusammen mit den kristallinischen Schiefergebieten von Guatemala und Britisch-Honduras auf eine ehemalige Breite des mittelamerikanischen Urgebirgsstreifens von nahezu 400 km schließen läßt, ist weiter südlich in Mittelamerika diese Formationsgruppe nirgends mit Sicherheit nachgewiesen. Mierisch[1]) erwähnt zwar das Vorkommen von Kalkglimmer- resp. Kalksericitschiefern am Rio Prinzapolca (2 Meilen oberhalb der Stromschnellen von Bacan), aber rechnet dieselben nicht dem Urgebirge, sondern dem

[1]) Pet. Mitt. 1893, S. 34.

Paläozoikum zu. Außerdem hat Pittier, freilich mit Vorbehalt, kristallinische Schiefer auf der Kammhöhe der zentralen Gebirgskette von Costarica eingezeichnet; ein Bergingenieur in S. José gab mir an, daß Glimmerschiefer auch am Oberlauf des Rio Banana und des Rio S. Clara, eines Zuflusses des Rio Chiriquí, vorkäme, und M. Wagner hat Glimmerschiefer südlich vom Rio Rovalo auf seiner Chiriquí-Karte eingezeichnet. Alle diese Vorkommnisse müssen als zweifelhaft angesehen werden. Dagegen hat O. Hershey in der Provinz Veraguas Glimmerschiefer nachgewiesen, glaubt dieselben aber für tertiär halten zu sollen. Er sagt darüber (a. a. O. S. 244): »About five miles north of the Port of Montijo, the tertiary red shale has been baked by the intrusion of an eruptive not exposed into a bright red mica schist as ancient in appearence as Archaen schists in the United States, and sufficiently extensive to have a considerable road cutting entirely in it. This is one of the finest cases of contact metamorphism of comparatly recent date known to me«. Leider spricht der Autor sich nicht näher über die Lagerungsverhältnisse und seine Beweise einer Kontinuität dieser Glimmerschiefer mit den roten Tertiärtonen aus, so daß ich es doch als möglich ansehe, daß hier ein Überrest eines archäischen Grundgebirges vorliegt, weshalb ich es, freilich mit Fragezeichen, auch in dieser Weise auf der Karte eingetragen habe, allerdings nur schematisch, da das Vorkommen auf Hersheys dürftiger Kartenskizze nicht angegeben ist.

Im Gebiet der kristallinischen Schiefer von Honduras und Nicaragua wird aus dem Flußsand vielfach Waschgold gewonnen.

2. Paläozoische Schichten.

Das Vorkommen paläozoischer Gesteine ist im südlichen Mittelamerika nirgends mit voller Sicherheit nachgewiesen, da es noch nicht gelungen ist, Versteinerungen in den betreffenden Schichtkomplexen aufzufinden. Immerhin erscheint es aber als sehr wahrscheinlich, daß die von Mierisch als paläozoisch angesprochenen, sehr steil einfallenden Kalksteine, Kalkglimmerschiefer, phyllitähnlichen Tonschiefer, Quarzite, Talkgneise, Amphibolschiefer, Talk- und Chloritschiefer[1]) des nordöstlichen Nicaragua (Prinzapolca, Uli, Uuani, Concepcion, El Dorado, Mineral de Cuicuina) tatsächlich dem Paläozoikum angehören; ob sie aber nun dem Devon, Silur oder Kambrium angehören, wie Mierisch glauben möchte, oder vielleicht doch gleichaltrig mit den Karbonschichten von Guatemala, Chiapas und Britisch-Honduras sein dürften, darüber läßt sich nicht einmal eine Vermutung aussprechen. Nach Mierischs Angabe ist die Verbreitung dieser Formation am Uli und Uani sowie im Minenbezirk von Concepcion und El Dorado bedeutend; auf seiner geologischen Karte, der ich gefolgt bin, tritt dies freilich nicht hervor. Bei Concepcion und El Dorado stehen namentlich Kalke an; auf dem Wege von Uli nach La Concepcion sind die Schiefer fast vollständig durch roten Quarzit vertreten; »Quarzit ist auch im Mineral de Cuicuina weit verbreitet, während der Kalk dort vollständig zu fehlen scheint«. Die Kalke dieser Formation habe ich auf der Karte mit PK gekennzeichnet.

Am Rico Coco habe ich an verschiedenen Stellen Grauwacken und Tonschiefer mit eingeschalteten Quarzitbänken beobachtet und habe dieselben ebenfalls bei der Kolorierung dem Paläozoikum zugewiesen, ohne freilich irgendwelchen Beweis erbringen zu können. Möglicherweise dürfte ein Teil meiner als Phyllite angesehenen, als azoisch eingezeichneten Schiefer am Rio Coco ebenfalls hierher gehören, denn es ist vom Boote aus natürlich zumeist unmöglich, zu unterscheiden, ob man es mit Phylliten oder gewöhnlichen Tonschiefern zu tun hat. Die Aufnahmen vom Boote aus leiden überhaupt an dem Übelstand, daß

[1]) Pet. Mitt. 1893, S. 34.

eben sehr häufig nur der Habitus des Gesteins für die Bestimmung benutzt werden kann und oft genug ist es (namentlich bei Stromschnellen und sonstigen lokalen Schwierigkeiten) auch überhaupt nicht möglich zu landen und Gesteinsproben dem Anstehenden zu entnehmen.

Auf der Karte sind auch Tonschiefer und Quarzite, quarzitische Sandsteine und Quarzkonglomerate, die im Departamento El Paraiso im südlichen Honduras große Verbreitung besitzen, als paläozoisch ausgezeichnet. Sie ruhen (auf der Paßhöhe zwischen S. Felipe und Zacualpa (Dep. Olancho) unmittelbar kristallinischen Schiefern auf, ohne daß jedoch die Konkordanz festgestellt worden wäre. Über ihre Alterszugehörigkeit kann ich höchstens Vermutungen äußern: es scheint mir am wahrscheinlichsten (nach der petrographischen Ähnlichkeit der Schiefer), daß diese Schichten gleich den Schiefern des Rio Coco paläozoisch seien; jedoch ist auch nicht ausgeschlossen, daß sie nur eine Abteilung, und dann wohl die untere, der Tegucigalpaformation bilden.

Die dieser Formation zugehörigen Quarzite sind einigemal (im Profil Nr. 23) besonders angedeutet worden, wobei die allgemeine Quarzitfarbe gewählt wurde.

3. Trias.

Im Departamento Tegucigalpa findet sich ein System von Mergeln, Tonen, Schiefern, Sandsteinen, Konglomeraten und eingelagerten Kalkbänken, die nach dem Funde von Cycadeen bei S. Juancito als obertriassisch bestimmt worden sind. Ob diese Versteinerungen charakteristisch genug waren, um die Altersbestimmung sicher zu stellen, muß freilich dahingestellt bleiben. Die Mächtigkeit ist bedeutend (S. 9: über 800′ durchsenkt!), der petrographische Charakter vielfach wechselnd. Besonders walten rote Farbentöne vor. Mit Ausnahme der Nachbarschaft von Tegucigalpa und S. Juancito kommt die Formation nach Legget auch bei Sabana grande vor und erreicht nach Dr. Fritzgärtner weite Verbreitung in der Nachbarschaft von Danlí, wo auch Kalksteine (nahe dem Rio Choluteca) eine große Ausdehnung erreichen sollen. Die Kalksteine dieser Formation sind durch die Merkbuchstaben TK besonders kenntlich gemacht.

Die petrographische Ähnlichkeit der Tegucigalpaformation (wie Fritzgärtner diesen Schichtenkomplex genannt hat) mit den später zu besprechenden Metapanschichten ist so groß, daß eine Unterscheidung mir ohne Hilfe von Versteinerungen nicht möglich war; infolgedessen ist sehr wohl möglich, daß ein Teil der als Metapanschichten (M) ausgezeichneten Vorkommen in den Departamentos Tegucigalpa und Olancho noch zur Tegucigalpaformation (T) gehört.

Aus Nicaragua beschreibt Mierisch dagegen ein Schichtensystem, das er der Trias zuzuzählen geneigt ist und das ich deshalb auch auf meiner Karte durch den Merkbuchstaben T der Trias hervorgehoben habe. Es sind am Prinzapolca[1]) horizontal gelagerte oder schwach O und W einfallende rote feinsandige Tone und weiche gelbliche bis weiße Sandsteine, am Cuicuinafluß weiche rote Sandsteine, am Cuculaiafluß rötlichweiße bis weiße Tone und eisenschüssige Sandsteine, bei Ojoche feinkörnige rötliche Sandsteine, in lose kiesige Massen übergehend, bei La Guardia rote sandige Letten und stark eisenhaltige Kies- und Schotterschichten mit zahreichen eingestreuten Quarzitblöcken, unterhalb Sirena am Rio Grande rote Sandsteine, am Rio Tuma weiche rote tonige Sandsteine, am unteren Vaspuc und am Rio Coco bei Saki, Quisalaia und Saclin rote sandige Tone. Letztere Vorkommen habe ich auf meiner Karte als Tertiär eingezeichnet, da die flache Lagerung der völlig versteinerungsleeren Schichten gegenüber den steilgeneigten mesozoischen Schichtkomplexen des mittleren Rio Coco unbedingt auf ein jüngeres Alter hin-

[1]) Pet. Mitt. 1893, S. 33.

deutet. Nachdem ich aber an dieser Stelle die Altersbestimmung Mierischs anzweifeln zu müssen geglaubt hatte, begann ich überhaupt seine Triasformation mit einigem Mißtrauen zu betrachten, um so mehr, als er seine Altersbestimmung nur auf die petrographische Ähnlichkeit mit dem New Red Sandstone im Osten der Vereinigten Staaten[1]), sowie auf das Vorkommen von prachtvoll erhaltenen, aber noch nicht sicher bestimmten verkieselten Farnstrunken bei Ojoche und auf die innige Vergesellschaftung dieser Gesteine mit Melaphyren, Porphyren und deren Tuffen[2]) gründet. Leider ist es mir nicht vergönnt gewesen, Ojoche mit seinen Versteinerungen persönlich zu besuchen, und da ich an der auf Tafel 4 in Pet. Mitt. 1895 angezeichneten Triasstelle bei S. Gerónimo nichts von diesen Schichten beobachtet habe, so kann ich leider nichts Wesentliches zur Klärung dieser Frage beitragen. Mierisch macht allerdings darauf aufmerksam, daß die offenbar sehr jungen »tertiären« Sand-, Ton- und Schotterschichten am Prinzapolca diskordant die »triassischen« Schichten überlagern, aber damit ist eben nur das relative Altersverhältnis überhaupt klargelegt. (Da Versteinerungen in diesen Tertiärschichten noch nicht gefunden sind, so habe ich diese Schichten am Rio Coco für diluvial gehalten und daher als Quartär eingezeichnet).

In Costarica oder Panamá sind bisher keine Ablagerungen gefunden worden, die man der Trias zugeschrieben hätte.

4. Jura.

Das Vorkommen jurassischer Ablagerungen ist für das Gebiet des südlichen Mittelamerika äußerst zweifelhaft. Die einzige Kunde über ein solches Vorkommen stammt von Dr. Fritzgärtner, der als Gerölle im Rio Grande Kalksteinstücke mit Versteinerungen gefunden hat, die er für Amaltheus Margaritatus hielt. Da Kalkstein im oberen Flußgebiet des Rio Grande nur in der Gegend von Ojojona vorkommt, so glaubt Fritzgärtner diese Kalke als jurassisch, genauer liassisch, ansprechen zu dürfen. Sie sind daher auch auf meiner Karte schematisch eingetragen (JK); ehe es nicht gelingt, an Stelle der verloren gegangenen Belegstücke Fritzgärtners neue Beweise zu erbringen, wird man freilich Jura für Honduras nicht anerkennen können.

5. Metapanschichten.

Unter diesem Namen habe ich bei Besprechung der geologischen Verhältnisse Guatemalas[3]) ein System von Tonen, Mergeln, Sandsteinen und Konglomeraten mit eingeschalteten Kalksteinbänken begriffen, das konkordant unter den Kreidekalken lagert. In Honduras nun finden sich dieselben Schichten mit gleichem petrographischen Charakter (M) in beträchtlicher Ausdehnung in den gesamten nördlichen und mittleren Landesteilen wieder. Ihre Zugehörigkeit zur unteren Kreide ist durch mehrfache Versteinerungen bekundet, deren eingehende Beschreibung Herr Dr. Joh. Böhm in Berlin gütigst übernommen hat[4]). Die wichtigsten Fundplätze finden sich in den eingeschalteten Kalkbänken bei Selilá, bei Meambar, zwischen Comayagua und Potrero, sowie zwischen Espinas und Esquias. Immer-

---

[1]) Pet. Mitt. 1893, S. 34.
[2]) Ebenda 1895, S. 62.
[3]) Erg.-H. Nr. 127, S. 65.
[4]) Nachträgliche Anmerkung. Unterm 13. April 1905 hat Dr. Böhm folgende Liste der Versteinerungen der *unteren Kreide* (wohl oberes Neocän) mitgeteilt:

Von dem Fundort Carizal:
Glauconia cfr. Picteti Coqu.

Zwischen Charizal und Cuevas:
Protocardia cuevasensis n. sp.
„ ventrosa n. sp.
Lima wacoensis F. Roem.

Von Cuevas:
Lima wacoensis F. Roem.
Arca elongatior n. sp.
Protocardia cuevasensis n. sp.

hin sind die Versteinerungen nicht häufig genug und nicht hinreichend verbreitet, um stets über das Alter der einzelnen Schichten sichere Auskunft geben zu können, und da der petrographische Charakter der Metapanschichten dem der obertriassischen Tegucigalpaschichten vielfach außerordentlich ähnlich ist, so kann ich, wie schon oben erwähnt, für die entsprechenden Vorkommen in den Departamentos Tegucigalpa und Olancho nicht mit Sicherheit entscheiden, ob Metapan- oder Tegucigalpaschichten vorliegen.

Wo die Kalksteinbänke der Metapanschichten eine größere Bedeutung erreichen, sind sie mit der allgemeinen Farbe der Kalksteine besonders ausgezeichnet (Merkbuchstaben MK).

Ob die Tone, Mergel, Sandsteine, Konglomerate und Kalke, die am mittleren Rio Coco anstehen, den Metapan- oder Tegucigalpaschichten zuzuzählen sind, ist nicht mit Sicherheit zu entscheiden, da keine fossilen Reste gefunden wurden.

6. Kreidekalke.

Die Metapanschichten werden konkordant von ziemlich mächtigen Ablagerungen von Kalksteinen der oberen Kreide überlagert, die in Honduras vielfach die Berggipfel bilden, so namentlich südlich vom Rio Jicatuyo, ferner nahe dem Yojoa-See und im Departamento Yoro. Die Kalksteine nahe der westlichen Grenze der Republik Honduras bei Copan sind durch wohlerhaltene Rudisten ausgezeichnet und bekunden dadurch ihre Zugehörigkeit zur oberen Kreide. Dagegen ist die Zurechnung der mehrere hundert Meter mächtigen Kalksteinformation der Departamentos S. Bárbara, Comayagua, Yoro und Olancho zur oberen Kreide nur auf die Tatsache basiert, daß dieselben an einzelnen Stellen (z. B. zwischen S. Juan und Selilá, Dep. S. Bárbara) konkordant den Metapanschichten aufruhen.

Aus dem Gebiet der Republik Nicaragua sind Kreidekalke nicht mit Sicherheit nachgewiesen, doch scheint mir wohl möglich, daß die schon oben erwähnten Kalksteine des mittleren Rio Coco zur Kreide gerechnet werden dürfen.

Dagegen sah R. T. Hill[1]) in Costarica nahe den Dörfern S. Miguel und Desamparados massive dunkelblaue Kalksteine in stark geneigten Bänken anstehen. Die spätere eingehende Untersuchung zeigte, daß diese Kalksteine zum großen Teil aus Rudisten- und Inoceramusschalen zusammengesetzt seien, also der Kreide zuzurechnen sind. Ich selbst habe dieselben Kalksteine bei Patará nahe S. Antonio kennen gelernt und zahlreiche unvollkommen erhaltene Pecten darin gefunden, wie sie Hill auch bei S. Miguel und Desamparados getroffen hatte. Die Kalksteine bei S. José enthalten Feldspateinschlüsse, was auf das Vorhandensein von Eruptivgesteinen vor dem Absatz dieser Kreideablagerungen in jener Gegend schließen läßt.

Von Esquias:
Gryphaea corrugata Say
Jauira aequicostata d'Orb.
Cardium esquiasense n. sp.
Isocardia Sapperi n. sp.
Cerithium sp.
Nerita radiosa n. sp.

Von Comayagua:
Cardium esquasense n. sp.
Jauira aequicostala d'Orb.
Isocardia Sapperi n. sp.

Von Ihumce, Dept. S. Barbara:
Exogyra cfr. ponduosa F. Roem.

Herr P. de Loriol hat die Güte gehabt, die Echiniden von Honduras zu bestimmen und in seinen Notes pour servir à l'étude des Echinodermes, Ser. 2, H. II, Basel, Genf, Berlin 1904, S. 47—59, zu beschreiben:

Von Carizal:
Enallaster Sapperi sp. n.

Von Cuevas:
Enallaster Sapperi n. sp.
Enallaster texanus Roemer
Epiaster cuevasensis sp. n.
Pseudeo salenia cuvasensis u. sp.

Von Esquias:
Enallaster Sapperi sp. n.
Enallaster Boehmi sp. n.
Enallaster texanus Roemer
Diplopodia Taffi Cragin.
Cidaris Cragini sp. n.

[1]) A. a. O. S. 226f., »The San Miguel Beds«.



Die Kalksteine, die nach Pittiers Aufnahmen eine so weite Verbreitung im südwestlichen Costarica besitzen, sind möglicherweise ebenfalls der Kreide zuzurechnen, da sie nach Pittiers Profil die alttertiären Schichten zu unterteufen scheinen. Doch fehlt noch jeder zuverlässige Anhaltspunkt für die Altersbestimmung.

Die Toriokalke der Halbinsel Azuero glaubt O. H. Hershey ebenfalls zur Kreide rechnen zu dürfen und bei der außerordentlichen Ähnlichkeit, die der ganzen Beschreibung Hersheys nach zwischen dem Bau des südlichen Teiles von Azuero und dem der Halbinsel Nicoya besteht, wäre dann anzunehmen, daß auch die Kalksteine von Nicoya und Guanacaste der Kreide zugezählt werden dürften. Nun gründet Hershey aber seine Altersbestimmungen lediglich auf vage Ähnlichkeiten mit etlichen kalifornischen Formationen sowie auf die Lagerungsbeziehungen zur Panamáformation Hills. Da aber Hill gerade seiner Panamáformation ein zu hohes Alter zugeschrieben hat, so wirkt diese fehlerhafte Bestimmung auch auf die Altersbestimmungen Hersheys zurück, wie später noch ausführlicher auseinandergesetzt werden soll.

7. Oligocän.

Alttertiäre Schichten sind in Panamá, in Costarica und im südlichen Nicaragua weit verbreitet; sie gehören, soweit man nach den bisherigen Untersuchungen urteilen kann, ausschließlich dem Oligocän an. Durch Hills, Douvillés, sowie Bertrands und Zürchers Studien ist das Vorhandensein von älteren oligocänen Breccien (roches de Gamboa mit Einlagerung einer Nummuliten- und Orbitoidenbank bei Bohio) und jüngeren glauconitischen Tonen, den Orbitoidenkalken von La Peña Blanca, den dunkelfarbigen Schichten von Vamos Vamos und den bituminösen Schiefern und Sandsteinen der Culebraschichten auf dem Isthmus von Panamá nachgewiesen. Durch Gabbs, Hills und Pittiers Aufnahmen ist ferner das Vorkommen von Oligocän an der atlantischen Abdachung Costaricas, und zwar sowohl längs der Limonbahn als in Talamanca, festgestellt (Gabb nannte allerdings diese Schichten nach älterem Sprachgebrauch noch Miocän), außerdem durch die Aufnahmen von Hayes auf der Landenge zwischen dem Nicaraguasee und dem Pazifischen Ozean.

Zumeist bestehen die Gesteine des Oligocän aus Tonen, Mergeln, Sandsteinen, Konglomeraten, Breccien und Kalksteinen. Stellenweise, so in der costaricanischen Provinz Guanacaste, zeigen sie auch Spuren von Metamorphosierung, weshalb ich glaube annehmen zu dürfen, daß auch die metamorphosierten Mergel und Sandsteine der Halbinsel Nicoya zum Oligocän gezählt werden dürften. Ob nun aber auch die Kalksteine von Nicoya, deren Lagerungsverhältnis zu den Mergeln mir nicht klar geworden ist, hierher bezogen werden dürfen, muß dahingestellt bleiben; ebenso bleibt das Alter der Quarzite von Chira, El Sardinal und S. Rosa bei Puntarenas unsicher. Dagegen glaube ich, daß die durch Versteinerungen ausgezeichneten Tertiärschichten (Tonsand) der Cuesta de Molejones[1]) hierher zu ziehen sein dürften; sie streichen NW—SO und fallen NO ein, ebenso wie ein großer Teil der alttertiären Schichten des südwestlichen Costarica, die Pittier beobachtet hat. Zum Oligocän gehören ferner die versteinerungsführenden Schichten von Agujas (Pittier), möglicherweise auch die Sandsteine der Halbinsel Burica und von Desamparados bei S. José de Costarica, und die Schichten von Machuca am Rio S. Juan (Nicaragua).

Auf der atlantischen Abdachung von Costarica sowie in Guanacaste und dem südlichsten Nicaragua sind in den Oligocänablagerungen nicht selten Braunkohlenbänkchen gefunden worden, die freilich, soweit bekannt, nicht abbauwürdig sind. Braunkohlenbänkchen sind auch an der Nordabdachung der Republik Panamá an mehreren Stellen, so in der Nach-

[1]) Pet. Mitt. 1865, S. 242.

barschaft der Laguna de Chiriquí, und am Rio Indios (Zufluß des Rio Chagres), in sandigen Tonen gefunden worden und die Versteinerungen deuten nach Gabb[1]) auf Oligocän (Miocän), nach C. T. Jackson auf oberes Eocän.

Aus dem nördlichen Nicaragua, aus Honduras oder Salvador sind oligocäne Schichten nirgends beobachtet, dagegen glaube ich, daß Hersheys Santiagoformation der Provinz Veraguas, ebenso wie seine Tertiary basal Conglomerate und red Shales hierher bezogen werden dürfen, denn damit, daß Hills und Hersheys Panamáformation nach neueren Forschungen zum Miocän gerechnet werden müssen, liegt die Wahrscheinlichkeit nahe, daß auch Hersheys ältere Formationen in der Altersbestimmung vorgerückt werden müssen. Ich halte es sogar für möglich, daß seine Montijoformation der Gamboaformation des Isthmus entspreche und habe sie demgemäß auf der Karte ebenfalls mit der Farbe des Oligocän ausgezeichnet. Sicherheit über diese Fragen wird freilich erst erreicht werden, wenn einmal wohlerhaltene Versteinerungen aus jenen Schichten genau bestimmt sein werden.

8. Miocän.

Miocäne Schichten sind bisher mit voller Sicherheit erst auf dem Isthmus von Panamá nachgewiesen worden und zwar gehören hierher die sandsteinartigen Bänke von Gatun und die bald glauconitischen, bald tuffartigen Mergel der Mindi Hills und Sierra Quebrancha (Hills Monkey Hill-Formation) auf der atlantischen Abdachung, sodann Breccien, bituminöse Schiefer und Sandsteine (Culebraschichten), Kalksteine mit Austern, Pecten subpleuronectes und gerollten Orbitoiden, sowie graue trachytische Tuffe (Hills Panamáformation) auf der pazifischen Seite.

Diese Panamáformation läßt sich nach Hershey der ganzen pazifischen Küste entlang verfolgen bis nach Veraguas hinein, wo sie eine sehr bedeutende Verbreitung besitzt. Außerdem dürfte sie im Zentrum des Isthmus, östlich der Eisenbahn, eine ansehnliche Ausdehnung besitzen.

Hill macht außerdem[2]) darauf aufmerksam, daß die Schichten von Bonilla Cliff aus derselben Zeit stammen, wie die Monkey Hill Beds (Oberoligocän, nach den Studien der französischen Geologen Miocän).

Aus Nicaragua sind Miocänschichten nirgends nachgewiesen; jedoch ist wohl möglich, daß die flachgeneigten, versteinerungsführenden Mergel, Sand- und Kalksteine von Baltoana und S. Rafael del Sur ebenfalls dem Miocän zugehören. Wegen der sanften Schichtenneigung halte ich es freilich für wahrscheinlicher, daß sie dem jüngsten Tertiär angehören, da die Miocänschichten Costaricas und Panamás noch energische Störungen erfahren haben. Sicherheit in dieser Frage kann aber nur durch die Bestimmung charakteristischer Versteinerungen gebracht werden.

9. Jungtertiäre Schichten.

Pliocän ist bisher mit Sicherheit erst nachgewiesen bei Puerto Limon (Costarica), von wo Gabb eine große Zahl von Versteinerungen gesammelt und bestimmt hat[3]); es sind tonige und sandige Mergel, in sehr wenig gestörter Lagerung. Nach Pittiers Beobachtungen kommen dieselben Schichten auch bei Buridikur, am Coaita Pt. und bei Old Harbour vor und ich vermute, daß die flachgeneigten Sandsteine und Mergel bei Daruí ebenfalls hierher gerechnet werden dürfen.

Gleicherweise dürften hierher die oben erwähnten wenig gestörten Schichten von Baltoana und S. Rafael del Sur sowie die jüngeren Breccien, Tone und Konglomerate des

[1]) Hill, a. a O. 237.
[2]) A. a. O. S. 232.
[3]) Journ. Acad. Nat. Sci., Philadelphia, 2. Serie, Bd. VII, Nr. 4, S. 349.



unteren Rio Coco, die Mierisch zum Teil der Trias zuschreiben möchte, außerdem die tuffartigen, lignitführenden Schichten von Ilobasco und anderen Orten der Republik Salvador, und die ganz flach geneigten Sandsteine, Konglomerate, Mergel und Tuffe zwischen Ceibita am Rio Ulua und Las Colinas in der Republik Honduras. In den letztgenannten Schichten kommen versteinerte Hölzer vor, die leider noch nicht untersucht sind. Etwa gleichaltrig dürften auch die Breccien von Tilapa (Honduras) sein (vgl. Prof. 10).

10. Quartärbildungen.

Die pleistocänen, diluvialen und alluvialen Bildungen des südlichen Mittelamerika sind außerordentlich verschiedenartig. Die muldenförmigen Geländevertiefungen sind von Absätzen der fließenden Gewässer sowie von äolisch herbeigetragenen oder vom Regenwasser hinzugespülten Fragmenten benachbarter Gesteine bedeckt; nicht selten mögen sich auch zeitweise mehr oder minder ausgedehnte Seen infolge der Verstopfung der Abflußkanäle gebildet haben, wodurch kleinere lakustre Ablagerungen ebenfalls Anteil an dem Aufbau der Quartärdecke gewannen. An eine eigentliche Seenperiode, während der nach Fritzgärtner die Mehrzahl der Valles mit Seen erfüllt gewesen wäre, kann ich aber nicht glauben. Reste von Mastodonten sind mehrfach gefunden worden, so bei Danlí. In der Nähe von Vulkanen konnten sich unter der Gunst der jeweils herrschenden Windströmungen stellenweise ganz gewaltige Ablagerungen von vulkanischen Aschen, Sanden und Schlacken bilden, die zwar an steileren Berghängen, bei nicht zu bedeutender Mächtigkeit, wieder häufig abgespült worden sind, aber in flachem Gelände, namentlich aber in abgeschlossenen Geländevertiefungen (Valles oder Bolzones), sich zu halten vermochten und nur durch die Erosion der Flüsse allmählich entfernt werden können. Bei der Neigung der vulkanisch-äolischen Bildungen zu senkrechten Abstürzen sind diese Tal- und Beckengebilde oft von ungeheueren steilwandigen Schluchten durchzogen, und als Erinnerung an frühere Erosionsstadien sind da und dort, so im Hochland von Costarica, Terrassen zurückgeblieben. Wo die vulkanischen Sande und Lapilli in besonders großer Mächtigkeit (100—200 m) auftreten, bilden sie über größtenteils verhülltem Gebirge Hochebenen, wie bei der Sierra von Managua und Masaya. Durch kieseliges Bindemittel verkitten die vulkanischen Sande vielfach zu Tuffen (»Talpetate« in Nicaragua genannt), in denen sich zuweilen Abdrücke von Menschen und Tieren finden. Wo die vulkanischen Sande bedeutende Mächtigkeit und Verbreitung erreichen, sind sie auf der Karte besonders ausgezeichnet; minder mächtige Absätze, wie sie in der Nachbarschaft aller Vulkane weithin vorkommen, sind auf der Karte unberücksichtigt gelassen. Feinerdige vulkanische Aschen, wie sie vielfach in der Nähe von Vulkanen in ziemlicher Ausdehnung vorkommen, hat Hill[1]) vom Irazú als »vulkanischen Löß« beschrieben.

Häufig sind die alluvialen Ablagerungen der Flüsse in ziemlich bedeutender Mächtigkeit vorhanden (Schottermassen, Sande, Tone) und da wo sich die Flüsse später durch fortschreitende Erosion tiefer eingeschnitten haben, finden sich diese diluvialen Schottermassen oft hoch über dem gegenwärtigen Flußspiegel. Ich rechne dazu die Agglomerate des mittleren Reventazon (zwischen Peralta und La Junta) in Costarica, die freilich neben gerollten auch kantige Gesteinsstücke (Gehängeschutt) in großer Zahl einschließen, ferner die Schotterablagerungen am unteren Rio Coco u. a. m. Der Beschreibung nach müssen die horizontal gelagerten Sand- und Tonschichten des Prinzapolca und Cuculaia, die höher oben in Schotterschichten übergehen[2]), den Schotterschichten des Rio Coco entsprechen,

[1]) A. a. O. S. 228f.
[2]) Pet. Mitt. 1893, S. 32f.

wie sie denn auch Mierisch[1]) mit der gleichen Farbe bedacht hat; er hat sie freilich dem Tertiär zugeschrieben, weshalb ich sie am Prinzapolca, den ich nicht selbst besuchte, aus Pietät noch als Jungtertiär ausgezeichnet habe — es verschwimmen ja die Grenzen zwischen jüngstem Tertiär und Diluvium unter solchen Verhältnissen überhaupt.

In der Nachbarschaft von Ocotal hat Thomas Belt (The Naturalist in Nicaragua, 2. Aufl., London 1888, S. 259 ff.) aus dem Vorkommen von »unstratified sand and gravel« und »transported boulders« geschlossen, daß hier Gletscherschuttabsätze vorlägen, obgleich er keine gekritzten Geschiebe hatte finden können. Meiner Ansicht nach handelt es sich aber in genannter Gegend nur um Absätze fließenden Wassers; die gerundeten Oberflächenformen sehe ich als Verwitterungserscheinungen an.

Die aus Verwitterungsüberresten und Zerfalltrümmern anstehenden Gesteins entstandenen oberflächlichen Konglomerate, die durch ein aus demselben Gestein entstandenes Bindemittel zusammen gehalten sind und (namentlich über den jungeruptiven Gesteinen) oft bedeutende Verbreitung erlangen, sind auf der Karte nicht besonders ausgezeichnet.

Von recht bedeutendem Ausmaß sind die jüngsten alluvialen Flußabsätze an vielen Orten, besonders aber im Mündungsgebiet vieler Flüsse, die aus den mitgeführten Transportstoffen sich ansehnliche Deltas aufgebaut haben; so namentlich im südöstlichen Nicaragua und nordöstlichen Costarica, wo durch Zusammenschweißung verschiedener Deltas die Küstenebene entstanden ist.

Das Meer trägt ebenfalls zum Bestand der Quartärablagerungen nicht unwesentlich bei, indem es durch Strömungen und Küstenversetzung große Mengen Sand und Schlick der Küste entlang mit sich führt und in Form von Sandhacken (Greytown) und Nehrungen (atlantische Küste von Honduras) landfeste Gebilde zurückläßt. Das Meer verfrachtet aber auch nicht unbeträchtliche Massen von Bimssteinen (die zum größeren Teil von den Antillenvulkanen herrühren mögen), und vermehrt dadurch die Masse der Küstenabsätze. Da Bimssteine (nach mündlichen Mitteilungen von W. C. Wildt) in großen Mengen noch tief inland in der Ebene des Rio Patuca vorkommen, so muß man schließen, daß die Meeresabsätze hier nicht unwesentlich zur Ausdehnung der Quartärablagerungen beigetragen haben.

An manchen Stellen des Festlandes sowie auf zahlreichen vorgelagerten Inseln treten Korallenkalke auf (CK), teils noch in Fortbildung begriffen, teils fertiggebildet und bis 10 m gehoben, wie am Westende von Ruatan.

II. Eruptivgesteine.

Die Eruptivgesteine nehmen im südlichen Mittelamerika einen größeren Raum ein als die Sedimentärgesteine, namentlich deshalb, weil viele jüngeren Eruptivgesteine sich deckenartig ausgebreitet haben. Bei der allgemeinen Mangelhaftigkeit der bisherigen geologischen Beobachtungen ist aber über die Altersverhältnisse nur sehr wenig bekannt.

11. Granit.

Normaler Granit, der in Guatemala so große Verbreitung besitzt, ist auch im Honduras ziemlich weit verbreitet. Das südliche Grenzgebirge (Sierra de Misoco) scheint größtenteils aus Granit aufgebaut zu sein; ebenso spielt Granit in dem nordwestlichen Grenzgebirge (gegen Guatemala hin) und im atlantischen Küstengebirge (Sierra de Pija) eine ansehnliche Rolle, während er im Departamento Olancho bisher nur in kleineren Streifen

[1]) Pet. Mitt. 1895, Taf. 4.

nachgewiesen worden ist. In Nicaragua findet sich ein größeres Granitgebiet (nach John Nickol) nahe Cap Gracias á Dios und (nach Mierisch) am Oberlauf des Rio Vara; kleinere Granitoasen hat Mierisch im Prinzapolcagebiet nachgewiesen, ich selbst am Rio del Jícaro im Departamento Segovia. Im südlichen Nicaragua ist dagegen nirgends Granit beobachtet, in Salvador nur an einer Stelle im NW des Landes bei Palmá; da das Vorkommen von Granit daselbst aber lediglich durch Flußgerölle festgestellt ist, so konnte es auf der Karte nur schematisch eingetragen werden. In Costarica habe ich Granit in Talamanca anstehend gefunden; Pittier (und Gabb) fanden ihn nebst syenitischen und dioritischen Gesteinen in großer Ausdehnung in der Zentralkette des Landes. In Chiriquí ist Granit durch Evans und M. Wagner festgestellt[1]), in der Kette von Veraguas (freilich nicht ganz sicher) durch Hershey, im Isthmusgebiet durch M. Wagner. Weiter östlich, in der Sierra de S. Blas, scheinen Granite eine große Rolle zu spielen.

Über das Alter dieser Granite sind die Ansichten sehr geteilt. Hill[2]) glaubt die Granite des Isthmus und Costaricas großenteils für mitteltertiär halten zu dürfen, gibt aber[3]) auch das Vorkommen vortertiärer Granite, selbst vorkretazeischer Eruptivgesteine für Costarica zu. Über das Alter der nicaraguanischen Granite gibt Mierisch keine Auskunft; er erwähnt nur[4]), daß Diabas, der selbst im Cuicuinagebiet erfüllt ist von Bruchstücken der phyllitähnlichen paläozoischen Schiefer, am Vara in starken Apophysen in den dortigen typischen Biotitgranit eindringe. Von den hondureñischen Graniten dagegen kann ich nur erwähnen, daß ich nirgends ein Durchbrechen durch die mesozoischen Gesteine des Gebiets beobachtet habe und daher annehmen muß, daß die dortigen Granite vormesozoisch seien — ob aber archäisch oder gleich vielen Graniten Guatemalas[5]) nachkarbonisch, darüber wage ich keine Vermutung zu äußern.

In den Graniten Nicaraguas setzen vielfach Erzgänge auf[6]).

12. Syenit.

Syenit habe ich bisher nur in der Kordillere von Chiriquí beobachtet; Gabb erwähnt aber das Vorkommen von Syeniten auch für Costarica, Hershey für die Kordillere von Veraguas, Evans für die Chiriquíregion, die Selfridge-Expedition für die Kordillere von S. Blas[7]). Hill hält diese Syenite gleich den Graniten für tertiäre Intrusivmassen.

13. Hornblendegranit, Diorit und andere ältere Eruptivgesteine.

Hornblendegranit (Quarzdiorit) findet sich in großer Ausdehnung in den atlantischen Küstengebirgen von Honduras sowie im Departamento Olancho. Zwischen Trujíllo und Zapote findet man Gänge normalen Granits, die den Hornblendegranit durchsetzen. Stellenweise ist der Hornblendegranit sehr quarzarm und geht in Diorit über. Quarzdiorit kommt auch im Quellgebiet des Rio Chagres auf dem Isthmus von Panamá vor[8]).

Diorit hat große Verbreitung in der Sierra del Espirito Santo und im atlantischen Küstengebirge von Honduras und findet sich in isolierten Streifen auch in den Departamentos Olancho und Paraiso (Honduras), bei Metapan in Salvador und am oberen und mittleren Rio Coco in Nicaragua. Bedeutende Flächen bedeckt er ferner auf der Halbinsel

[1]) Ich selbst habe dort nicht normalen, sondern nur Hornblendegranit gefunden.
[2]) A. a. O. S. 212.
[3]) A. a. O. S. 240 f. u. S. 251.
[4]) Pet. Mitt. 1893, S. 35.
[5]) Erg.-H. Nr. 127, S. 70.
[6]) Pet. Mitt. 1893, S. 35.
[7]) Hill, a. a. O. S. 251.
[8]) Ebenda S. 278.

Nicoya, wahrscheinlich auch auf der Halbinsel Azuero (wo freilich Hershey an seiner Stelle eher Diabas annehmen zu dürfen glaubt). Hershey[1]) führt das Vorkommen von Diorithügeln in Veraguas inmitten seiner Panamáformation an. Stark entwickelt ist er ferner am Südufer der Chiriquílagune und auf der Südabdachung der Kordillere von Chiriquí. Vereinzelte Dioritblöcke traf ich auch bei Tambor, nahe Cartago, Costarica (siehe Profil 19).

Da es wahrscheinlich erscheint, daß die metamorphosierten Mergel der Halbinsel Nicoya dem Tertiär (Oligocän?) angehören, so glaube ich annehmen zu dürfen, daß diese Eruptivgesteine erst während der Tertiärzeit und nach dem Oligocän hervorgequollen seien, was mit dem offenbar jugendlichen Alter der nordchiapanekischen Diorite[2]) ungefähr übereinstimmen würde. Für eine Altersbestimmung der hondureñischen, nicaraguanischen und salvadoreñischen Diorite fehlt es mir an brauchbaren Beobachtungen. In Honduras stehen sie fast ausschließlich im Gebiet der azoischen Gesteine an; am mittleren Rio Coco (Nicaragua) und bei Metapan (Salvador) treten sie zwar neben mesozoischen Gesteinen zutage, die Lagerungsverhältnisse sind aber nicht hinreichend studiert, um über das Altersverhältnis Auskunft zu gewähren.

Gabbro kommt in der Sierra de la Grita (nordwestliches Grenzgebirge von Honduras) vor, ist aber bisher noch nicht in situ beobachtet, sondern nur durch Gerölle der Flüsse Bobos und Chinamite bekannt.

Für verschiedene Fundstellen älterer Eruptivgesteine fehlt es noch an genauerer petrographischer Untersuchung, weshalb sie in der Karte unter dem Sammelnamen »ältere Eruptivgesteine« (AE) zusammengefaßt sind.

Diorit und Quarzdiorit kommen als Verwitterungskerne auch im roten Tone bei Machuca am Rio S. Juan vor[3]).

14. Serpentin.

Serpentin, der im nördlichen Mittelamerika eine so wichtige Rolle spielt, ist in Honduras und Nicaragua nur in verschwindend kleiner Ausdehnung vorhanden: in Honduras auf der Insel Bonacca (Guanaja) und am Nordfuß des nordwestlichen Grenzgebirges, in Nicaragua am oberen Prinzapolca in Vergesellschaftung mit den paläozoischen Schichten[4]).

15. Diabas.

Der Diabas besitzt im nordöstlichen Nicaragua eine ansehnliche Verbreitung und ist hier der Träger zahlreicher Erzgänge (Quarzgänge mit goldhaltigen Schwefelkiesen)[5]). Diese Diabase sind jünger als die benachbarten Granite und paläozoischen Schiefer. Mierisch glaubt aber, sie auch als vortriassisch ansehen zu dürfen, was ich entschieden in Zweifel ziehen möchte, da ich die Altersbestimmung seiner Triasformation überhaupt für sehr unsicher ansehen muß. Leider sind die Lagerungsverhältnisse am nördlichen Cocosbogen nahe Avavas, wo Diabas neben mesozoischen Gesteinen ansteht, nicht klar, so daß daraus kein Schluß gezogen werden kann.

Im Gebiet der Republik Honduras ist Diabas bisher im atlantischen Küstengebirge (zwischen Medina und La Ceiba), sowie an mehreren Stellen der Departamentos Comayagua, Paraiso und Olancho nachgewiesen, außerdem nahe der guatemaltekischen Grenze im De-

[1]) A. a. O. S. 244.
[2]) Erg.-H. Nr. 127, S. 71.
[3]) Rep. Nic. Can. Comm. 1897—99, S. 187.
[4]) Pet. Mitt. 1893, S. 34.
[5]) Ebenda, S. 35.

partamento Copan. Hershey glaubt, das grüne Eruptivgestein der Halbinsel Azuero, das ich unter Vorbehalt als Diorit eingezeichnet habe, als Diabas ansprechen zu dürfen.

16. Jüngere Eruptivgesteine (E).

Unter diesem Sammelnamen ist eine große Menge verschiedenartiger Eruptivgesteine zusammengefaßt, die schwer gegeneinander abzugrenzen sind, teils topographisch bezüglich ihrer Ausbreitung, teils petrographisch bezüglich ihrer Natur. Auf der Karte sind, soweit angängig, die einzelnen Gesteinsarten durch Merkbuchstaben angedeutet.

Es gehören hierher vor allem die Porphyre und Melaphyre, die nach Mierisch in Nicaragua eine außerordentlich große Verbreitung besitzen und in der Hauptsache das Hochland des mittleren Nicaragua aufbauen. Er hebt hervor[1]), daß die Porphyre und Melaphyre sich zumeist deckenartig ausgebreitet haben, daß aber bei der Stadt Rama die Porphyre ziemlich hohe Berge bildeten; noch mächtigere Entwicklung als die kompakten Eruptivgesteine besitzen ihre Tuffe, die aber auf der Karte nicht ausgeschieden worden sind. Er macht darauf aufmerksam, daß diese Gesteine mit der Trias vergesellschaftet seien und schreibt ihnen danach ein hohes Alter zu, das ich entschieden anzweifeln möchte. Es scheint auch nicht ausgeschlossen, daß manche seiner Melaphyre Basalte, manche seiner Porphyre Andesite und Rhyolite sind, da bei zersetzten Gesteinen die Unterscheidung kaum zu treffen ist.

Aus Honduras hat Dr. v. Napolski mikroskopisch bestimmt: Quarzporphyr von Cacauapa, S. Benito und Maragua (Dep. Comayagua), sowie Guata (Dep. Olancho), Melaphyr von Medina (Dep. Yoro), Diabasporphyrit von Paraiso und Agua helada (Dep. Copan) und Yuscaran, Augitporphyrit von Uluapa (Dep. Olancho), Hornblendeporphyrit von der Cuesta del Cedro, von Guata, Nombre de Dios und Uluapa (Dep. Olancho), Dioritporphyrit von Laguna de Casas (Dep. S. Bárbara).

Aus Costarica erwähnt Hill[2]) Melaphyr, Enstatitporphyrit, Glimmerdioritporphyrit, aus dem Isthmusgebiet (Gerölle des Rio Chagres) Diabasporphyrit, Augitporphyrit, Quarzdioritporphyrit, Quarzporphyrit, Quarzporphyr. Aus Veraguas führt Hershey[3]) Porphyre im Gebiet seiner Panamáformation an.

Phonolith wird nur erwähnt von K. v. Seebach für die Culebrabucht (Costarica) und von Mierisch fürs Uanígebiet in Nicaragua. Große Ausdehnung besitzen *Andesite* in allen Ländern des südlichen Mittelamerika. Hornblendeaugitandesit und Augitandesit stehen mehrfach auf dem Isthmus von Panamá an (Hill, S. 276). Andesit haben auch Hershey auf der Kordillere von Veragua und ich auf der Landenge von Chiriquí nachgewiesen. In Costarica nehmen Andesite, namentlich Augitandesite, große Gebiete ein. Hypersthen-, Enstatit-, Augit- und Pyrogenandesite sind im Nicaraguakanalgebiet nachgewiesen[4]). Andesite sind auch im nördlichen Nicaragua weit verbreitet; selbst mitten in den Mangovesümpfen von Valpasicsa treten sie zutage[5]), ebenso an der Einfahrt in die Lagune von Blewfields. Augitandesit steht auf der Insel Great Corn Island an. Weit verbreitet sind Andesite auch in Salvador und Honduras. Aus letztgenannter Republik hat A. v. Napolski mikroskopisch untersucht: Augitandesit von Monserrate und Yuscaran (Dep. Paraiso), von Esquias (Dep. Comayagua), von Arenal (Dep. Yoro), Portillo, S. Nicolas und Las Crucitas (Dep. S. Bárbara), S. Antonio (Dep. Colon) und Oluren (Dep. Valle), Hornblendeandesit von Trinidad (Dep. Copan) und Quebrada grande (Dep. Colon).

[1]) Pet. Mitt. 1893, S. 33.
[2]) A. a. O. S. 278f. (nach J. E. Wolffs Bestimmung).
[3]) Hershey, a. a. O. S. 244.
[4]) Rep. Nic. Can. Comm. 1897—99, S. 185ff.
[5]) Pet. Mitt. 1893, S. 32.

Basalte stehen auf dem Isthmus von Panamá in großer Ausdehnung an; Hershey erwähnt sie auch für Veraguas im Gebiet seiner Panamáformation. M. Wagner zeichnet sie auf seiner Karte von Chiriquí ein, wo ich sie ebenfalls bei Dolega fand; in Costarica sind sie viel verbreitet, ebenso im Gebiet des Nicaraguakanals, von wo Leslie Ransome Hypersthen- und Olivinbasalte neben olivinfreien Basalten beschrieben hat. Auch sonst sind Basalte in Nicaragua häufig, und Mierisch erwähnt, daß u. a. die Bergmassive des Salai und Hiya aus Plagioklasbasalt aufgebaut seien. In Salvador und Honduras sind Basalte gang- und deckenförmig sehr häufig zu finden. Als besonders schöne Beispiele von Basaltdecken seien die Decke östlich vom Yojoasee, die des Cerro de Ule bei Tegucigalpa und diejenige auf der Insel Utila genannt. A. v. Napolski hat von folgenden Lokalitäten Feldspatbasalte mikroskopisch untersucht: Utila (Dep. Colon), S. Cruz Yojoa, Rio blanco, Manacal (Dep. Cortes), Rosario, Lajitas (Dep. Comayagua), Tabla grande (Dep. Tegucigalpa), Colinas, Agua blanca (Dep. S. Bárbara), S. Juan, Piedras grandes und Quiluá (Dep. Copan), sowie von der Insel Conchaguita (Salvador).

Trachyt wird nach Mierisch am Prinzapolca (Nicaragua) gefunden; Hill erwähnt ihn für Panamá. Aus Honduras und Salvador oder Costarica sind mir einige wenige Trachytvorkommen bekannt geworden. Jedenfalls spielt er im südlichen Mittelamerika nur eine untergeordnete Rolle, ebenso der *Dacit*, der im Nicaraguakanalgebiet allerdings häufig vorkommt, aber sonst nur spärlich verbreitet zu sein scheint. Dagegen sind die *Rhyolite* in Honduras sehr bedeutungsvoll: sie bilden hier ausgedehnte Decken (so das Plateau von Siguateque) und treten außerdem in zahllosen Gängen auf. In Nicaragua finden sich Rhyolite schon wesentlich seltener; jedoch habe ich Reste einer Rhyolitdecke auch hier (im mittleren Nicaragua) beobachtet. Auch aus Costarica und dem Staate Panamá werden Rhyolite selten erwähnt. A. v. Napolski hat von folgenden hondureñischen Fundplätzen Rhyolite mikroskopisch untersucht: S. Rosa, Naranjitos, S. Juan, La Gigua (Dep. Copan), Lajas, Chinda, S. Barbara (Dep. S. Barbara), Siguatepeque, Caracol, Carizal, Comayagua, Cacauapa (Dep. Comayagua), Monte alegre (Dep. Cortes), Tegucigalpa, S. Antonio, Tabla grande (Dep. Tegucigalpa), Yuscaran (Dep. gl. N.), Alauca (Dep. Paraiso), La Guata (Dep. Olancho), La Ceiba (Dep. Colon).

Diese verschiedenen jüngeren Eruptivgesteine sind sehr verschiedenalterig; zum weit überwiegenden Teile sind sie wohl in der Tertiär- und Quartärzeit aus der Tiefe hervorgekommen, und einige derselben (Andesite und Basalte) werden auch gegenwärtig noch durch die tätigen Vulkane gefördert oder durchbrechen noch in zahlreichen Gängen diluviale Schichtmassen (wie am Rio Reventazon, Costarica). Infolge der außerordentlich verwickelten geologischen Verhältnisse und der Schwierigkeit der Beobachtung hat, abgesehen von der Nicaragua- und Panamákanallinie, die Aufeinanderfolge und das Alter der Eruptivgesteine noch nirgends genauer studiert werden können; so viel aber steht fest, daß manchmal die verschiedenartigsten Eruptivgesteine sich übereinander deckenförmig ausgebreitet haben, wobei nicht selten mächtige Tufflagen zwischen den kompakten Eruptivgesteinen eingeschaltet sind. Eine bestimmte Reihenfolge der Eruptivergüsse hat sich bisher noch nicht feststellen lassen; allerdings glauben Hill und Hershey für ihre Panamáformation nachweisen zu können, daß auf eine Epoche saurer vulkanischer Eruptionen eine andere basischer Ausbrüche gefolgt wäre, auch M. Wagner und M. Boutan halten die trachytischen Tuffe für älter als die basischen. Die letzten Eruptionen im Panamágebiet waren ebenfalls basisch (Andesite) und haben die untermiocänen Schichten durchbrochen; ihre Ausflüsse bilden vorzugsweise die Gipfel der Isthmusregion[1]) und scheinen noch die letzten Krustenbewegungen mitgemacht zu haben.

---

[1]) M. Bertrand u. Ph. Zürcher, Étude géologique, S. 11.

Die Mächtigkeit der Eruptivdecken ist natürlich sehr verschieden; durch mehrfache Wiederholung der Übergußmassen entsteht zuweilen sehr bedeutende Dicke der Gesamtdecke, die aber gewöhnlich nicht genau festgestellt werden kann, da das verdeckte Grundgebirge nur selten von Talrissen angeschnitten ist, wie am Rio Ulua im Departamento Intibucá (Honduras), wo man auf eine Gesamtmächtigkeit der Eruptivdecke von 500 m schließen darf.

Verschiedene der jüngeren Eruptivgesteine (Andesite, Rhyolite, Porphyre u. a.) sind von mehr oder minder mächtigen Quarzgängen durchsetzt, die in vielen Fällen erzführend sind (so beim Monte Aguacate in Costarica, bei La Libertad in Nicaragua, bei Monserrate und S. Juancito in Honduras u. a. a. O.; bei S. Juancito durchsetzt der Quarzgang nicht nur das Eruptivgestein, sondern auch die benachharten Schichten der Tegucigalpaformation).

b) Gebirgsbau.

Bei der Mangelhaftigkeit unserer geologischen Kenntnis des südlichen Mittelamerika ist es natürlich nicht möglich, auch nur halbwegs zufriedenstellende Auskunft über die tektonischen Verhältnisse zu geben; ich muß mich vielmehr mit einigen dürftigen Bemerkungen begnügen.

Zunächst fällt schon bei oberflächlichem Anblick der geologischen Karte auf, daß der nördliche Teil des Gebiets die allergrößte Verschiedenheit gegenüber dem südlichen Teile aufweist; zwischen den beiden Hauptgebirgssystemen (Honduras und Nordnicaragua einerseits und Costarica—Panamá anderseits) haben jungeruptive Ergußgesteine das Grundgebirge so sehr verhüllt, daß nur an wenigen Stellen einige Einblicke in dasselbe getan werden können.

Honduras und der nördlichste Teil von Nicaragua gehören offenbar zum gleichen Gebirgssystem, das auch Guatemala, Chiapas und Britisch-Honduras aufbaut, und durch eine vorwiegend ostwestliche Streichrichtung der Schichten und Falten ausgezeichnet ist. Da das Gebirgssystem des nördlichen Mittelamerika eine deutliche Bogenform zeigt, so besitzen die Gebirgszüge von Chiapas in der Hauptsache ungefähr die Richtung WNW nach ESE, die von Guatemala mehr östliche Richtung, während in Honduras ebenso wie in Ostguatemala eine fast ostnordöstliche Hauptrichtung festgestellt werden kann. Das nordwestliche Grenzgebirge von Honduras ist auch die unmittelbare Fortsetzung eines bereits in Guatemala vorhandenen Gebirgszugs und scheint sich, allerdings mit mehrfachen starken Unterbrechungen, in dem Vorgebirge von Salsipuedes und auf den Inseln Ruatan und Guanaja (Bonacca) ostwärts fortzusetzen. Die vorwaltende Streichrichtung der Schichten entspricht im allgemeinen der Gesamtstreichrichtung des Gebirges, jedoch finden sich auch zahlreiche Abweichungen davon im einzelnen, wie es bei einem so stark gepreßten Gebirgsstück wohl begreiflich ist. Der ganze Gebirgszug besteht aus kristallinischen Schiefern mit eingeschalteten älteren Eruptivgesteinen, während jüngere Eruptivgesteine nur ganz untergeordnete Bedeutung erlangen: einige Gänge in der Sierra von Omoa und die kleine Basaltdecke über dem Granit von Utila. In der westlichen Abteilung des nordwestlichen Grenzgebirges (Sierra de la Grita) stellt sich dagegen über dem archäischen Grundgebirge ein mesozoisches Deckgebirge ein, das südlich von den nördlichen Gebirgszügen des Landes eine bedeutende Ausbreitung im Honduras besitzt und vielleicht einen größeren Flächenraum einnimmt als das alte Grundgebirge.

Sowohl die kristallinischen Schiefer als auch die Schichten des jüngeren Deckgebirges zeigen, trotz mannigfaltiger lokaler Abweichungen, in der Hauptsache ein starkes Vorwiegen der ostwestlichen oder ostnordöstlichen Streichrichtung und bekunden dadurch ihre Zusammengehörigkeit zu dem Gebirgssystem des nördlichen Mittelamerika. Auch die älteren

Eruptivgesteine folgen in jenen Gebieten, wo ihre Verbreitung sich genauer hat feststellen lassen (in den nördlichen Küstengebirgen: Sierra de Pija und Sierra de Paya) jener ausgesprochenen Hauptrichtung. Jüngere Eruptivgesteine nehmen in Honduras einen bedeutenden Raum ein; im SW von Honduras überdecken sie weithin das Grundgebirge vollständig (und in Salvador tritt dieses überhaupt nur im äußersten NW des Landes in nennenswerter Ausdehnung unter der verhüllenden Decke hervor). Aber auch in den Departamentos Olancho und S. Bárbara überziehen die Eruptivdecken bedeutende Flächen, während zahlreiche Gänge die sedimentären Formationen durchbrechen. Auf dem Rücken des atlantischen Küstengebirges erlangen Diabase und jüngere Eruptivgesteine eine so bedeutende Entwicklung, daß in diesem Teile des Gebirges die älteren Eruptivgesteine nur noch den Sockel bilden, auf dem die übrigen jüngeren Gebirgsglieder aufruhen.

Wenn ich übrigens oben die nahezu ostwestliche Streichrichtung für das archäische Grundgebirge wie für das mesozoische Deckgebirge als vorherrschend angegeben habe, so bedarf diese Angabe einer bedeutenden Einschränkung: zu beiden Seiten der tiefen Geländeeinsenkung, die Honduras in seiner ganzen Breite von N nach S, von Puerto Cortez bis zum Golf von Fonseca, durchzieht, findet sich nordsüdliche Streichrichtung, die sonst nur vereinzelt auftritt, so häufig, daß man annehmen muß, es sei die eigenartige topographische Entwicklung dieses Geländestreifens durch eine quergestellte Synklinale veranlaßt, vielleicht auch durch einen grabenförmigen Einbruch des Gebiets. Die Mangelhaftigkeit der Beobachtungen ist aber zu groß, um eine bestimmte Ansicht mit sicheren Gründen belegen zu können.

Das sedimentäre Deckgebirge besteht in den nördlichen und mittleren Landesteilen aus kretazeischen Absätzen, in den Departamentos Tegucigalpa und Paraiso aber aus obertriassischen Ablagerungen, während im O des Departamento Paraiso Schichten anstehen, von denen ich es hatte zweifelhaft lassen müssen; ob sie triassisch oder paläozoisch seien, die aber in der Karte wegen der petrographischen Erscheinung als paläozoisch eingezeichnet sind.

Die bisherigen Beobachtungen legen den Schluß nahe, daß Honduras und Nordnicaragua bereits in archäischer oder altpaläozoischer Zeit ein Faltengebirge mit ungefähr ostwestlicher Streichrichtung gebildet habe und daß nach längerer Landwerdung zuerst der Süden, in der Kreidezeit aber der Norden und die Mitte des Landes vom Meere überflutet gewesen wäre. Einer neuen Landwerdung folgte eine neue Epoche der Faltung, und zwar vermutlich erst nach der Miocänzeit, da die Miocänschichten in Chiapas die großen Störungen noch mitgemacht haben. Zu der Faltung gesellten sich aber auch zahlreiche Brüche, um die Grundzüge der gegenwärtigen Oberflächengestaltung hervorzubringen; leider ist es mir aber nur in sehr wenigen Fällen möglich gewesen, die Verwerfungen direkt nachzuweisen. Zumeist konnte ich im Gelände nur das Nebeneinandervorkommen der verschiedenartigsten und verschiedenalterigsten Gesteine feststellen, ohne die Gründe der Erscheinung im einzelnen klarlegen zu können. Aus diesem Grunde habe ich auch die Profile absichtlich ganz schematisch gehalten und nur eben dieses Nebeneinandervorkommen verschiedener Gesteine angedeutet — abgesehen von einigen wenigen Fällen, wo mir der Zusammenhang klar erschien. Das Hervorbrechen jungeruptiver Gesteine beeinflußte vielfach die Oberflächengestaltung des Geländes wieder wesentlich — namentlich da, wo deckenartige Ausbreitung der Eruptivmassen erfolgte; zugleich wurde damit die Deutung der tektonischen Verhältnisse noch schwieriger, da weite Gebiete völlig verhüllt sind. Wahrscheinlich haben sie sich zu allermeist in der Tertiärzeit ergossen; eine genauere Altersbestimmung ist aber bei dem Fehlen älterer tertiärer Ablagerungen in Honduras nicht möglich. Die wahrscheinlich sehr jungtertiären Ablagerungen bei Colinas haben keine nennenswerten Störungen mehr erlitten;

sie sind zwar stellenweise flach geneigt, aber das kann auch durch Ablagerung auf geneigter Grundlage erklärt werden; ihre Ablagerung erfolgte erst nach dem Erguß der benachbarten jüngeren Eruptivgesteine, da Tuffe derselben mit den Sandsteinschichten wechsellagern. Die jungtertiären Schichten bei Ilobasco (Salvador) ruhen in einer kleinen Mulde den jungen Eruptivgesteinen auf.

Stellt das Gebirge von Honduras und Nordnicaragua offenbar den östlichen Flügel des großen Gebirgsbogens des nördlichen Mittelamerika dar, so ist das Gebiet von Costarica und Panamá als ein durchaus selbständiger Gebirgsbogen von ganz verschiedenem Krümmungsradius, aber gleichartiger Hauptrichtung anzusehen. Es findet sich hier eine langgestreckte, schmale, steilwandige Zentralkette, in der Granite, Syenite und Diorite vielfach von jüngeren Eruptivgesteinen, besonders Andesiten, mantelförmig verhüllt sind; zu beiden Seiten dehnen sich in Costarica oligocäne und miocäne Ablagerungen aus, wozu sich auf der Südabdachung auch kretazeische Absätze gesellen. In Veraguas, wo nur die Südabdachung näher untersucht ist, nehmen diese tertiären Gebilde, in flache Falten gelegt, einen sehr breiten Raum ein und auf dem Isthmus von Panamá, bis zu dem die Zentralkette selbst nicht ganz hinreicht, sind die tertiären Gebilde zu einer einfachen Antiklinale aufgebogen, deren Hauptrichtung dem entsprechenden Bogenstück ungefähr entspricht. Ebenso zeigen die oligocänen Schichten der Landenge zwischen dem Nicaraguasee und dem Stillen Ozean eine einfache Antiklinale; über die tektonischen Verhältnisse der Machucaformation (am Rio S. Juan) etwas auszusagen, ist man meines Erachtens nach den wenigen beobachteten Streich- und Fallwinkeln noch nicht berechtigt. Auf der Landenge von Chiriquí schrumpft nach meinen Beobachtungen das Tertiär zu einem schmalen Bande zusammen; überall aber, wo es vorkommt, scheint es vorwiegend in seinem Streichen mit dem großen Gebirgsbogen übereinzustimmen und in Costarica beobachtet man sogar ganz deutlich eine parallele Küstenkette auf der pazifischen Seite, aufgebaut aus tertiären Mergeln und Sandsteinen und kretazeischen (oder tertiären) Kalken, der eine zweite kleinere Tertiärkette längs der atlantischen Küste entspricht. Völlig unklar ist es aber zurzeit noch, ob die große bogenförmig gekrümmte Zentralkette bereits in vortertiärer Zeit bestanden hat, oder erst zusammen mit den tertiären Gebirgsteilen emporgepreßt worden ist, wie Hill anzunehmen scheint. Auch unter Voraussetzung der ersteren Annahme muß man zugeben, daß die etwaige alte Zentralkette bei der nach dem Untermiocän einsetzenden Faltung noch beträchtlich gehoben worden sei, da sonst das vielfach beobachtete Vorkommen von Tertiär und Kreide in bedeutenden Höhen nicht erklärbar wäre. Das Alter der zahlreichen Eruptivergüsse läßt sich in den meisten Fällen noch nicht bestimmen.

Völlig unklar ist das Verhältnis der vorgeschobenen südlichen Halbinseln zum Hauptgebirgsbogen; während ich die Halbinsel Nicoya in der Hauptsache einfach als eine in der Tertiärzeit entstandene Dioritdecke ansehen möchte, erwähnt Hershey für Azuero das Vorhandensein einer nordsüdlich streichenden Zentralkette (Sierra de Guanico) mit parallelen Seitenketten und glaubt daher die Halbinsel als Überrest einer dem andinen System zugehörigen Landmasse ansehen zu dürfen. Die Falten der Santiagoformation zeichnet er aber auf seinem Profil so, als ob sie bereits der Hauptstreichrichtung des großen Gebirgsbogens von Panamá und Costarica folgten, nimmt also an, daß die Halbinsel (mindestens zum Teil) noch Anteil an den gebirgsbildenden Vorgängen der Hauptkette gehabt habe.

Die jungtertiären Schichten Costaricas (Pliocän) und Südnicaraguas sind nicht oder ganz wenig gestört und finden sich, wenigstens soweit sie marin sind, auch nirgends in bedeutenden Höhen im Innern des südlichen Mittelamerika, so daß man annehmen muß, daß seit dem Pliocän nur noch unwesentliche Bewegungen der Erdkruste in jenem Gebiet stattgefunden haben können.

Über das Zwischenglied, welches das Gebirgssystem des nördlichen Mittelamerika mit dem costaricanisch-panameñischen verbindet, d. h. über das mittlere Nicaragua, fehlen genauere, den Gebirgsbau aufklärende Nachrichten fast ganz, da eben die jungeruptiven Gesteinsdecken das Grundgebirge, soweit bekannt, nur an ganz wenigen Stellen zutrage treten läßt und über diese nur mangelhafte Nachrichten vorhanden sind. Mierisch erwähnt nur das außerordentlich steile Einfallen und die nordsüdliche Streichrichtung der am Prinzapolca anstehenden, vermutlich paläozoischen Schichten, ohne über die Streichrichtung derselben Gesteine im Minengebiet von Cuicuina oder Concepcion und El Dorado irgend welche Angaben zu machen. Wir wissen daher nicht, ob die nordsüdliche Streichrichtung nur lokal auftritt oder ob sie bei jenen Gesteinsschichten allgemein ist und daher eine Erinnerung an eine dem Gebirgssystem des nördlichen wie des südlichsten Mittelamerika gleich fremdartigen gebirgsbildenden Einwirkung ist. Man könnte zu letzterer Ansicht hinneigen, da die nordsüdliche Streichrichtung am oberen Rio Coco (nahe Telpaneca) verhältnismäßig häufig neben der normalen Streichrichtung vorkommt, aber das genügt natürlich bei weitem nicht, um einen so weittragenden Schluß zu ziehen. Jedenfalls möchte ich aber Mierischs Ansicht widersprechen, der glaubt und in seinem Profil zum Ausdruck bringt[1]), daß »der Grund dieses starken Einfallens nicht etwa eine Stauchung infolge seitlichen Druckes sei, sondern daß dasselbe durch das Empordringen mächtiger Massen von Eruptivgesteinen hervorgerufen sei, und zwar vorzugsweise von Diabasen und Dioriten, seltener von Quarzdioriten«. Ehe Mierisch nicht einen stichhaltigen Grund für seine Ansicht anführt, werde ich ihm nicht beistimmen können. Daß ich auch stark an der Altersbestimmung seiner »Trias« zweifle, habe ich mehrfach hervorgehoben; hier ein neuer Grund: während im nördlichsten wie im südlichsten Mittelamerika sämtliche Sedimentärschichten bis zum unteren Miocän hin energische Störungen erfahren haben und nur jungtertiäre oder noch jüngere Gesteine ungestört geblieben sind, muß es auffallen, daß in Nicaragua die Trias horizontal den Porphyr- und Melaphyrdecken aufruhen soll, daß also das Verbindungsstück zwischen dem nördlichen und dem südlichsten Mittelamerika völlig unberührt geblieben sein soll von den gewaltigen Störungen, welche die nächstbenachbarten Gebiete betroffen haben.

Obgleich seit der Pliocänzeit keine wesentlichen Krustenbewegungen mehr im Gebiet des südlichen Mittelamerika stattgefunden haben, so treten doch noch leichtere Niveauschwankungen auf; dies ist für das Nicaraguakanal-Gebiet durch Hayes' hochinteressante und scharfsinnige Untersuchungen[2]) überzeugend nachgewiesen worden: Gegen Ende der Tertiärzeit (oder im Pleistocän) Hebung um 60—90 m mit leichter Aufwölbung im W, wodurch die Erosionstätigkeit der Flüsse gesteigert wurde; die Hauptwasserscheide lag bei Castillo viejo, die Stelle des Nicaraguasees war zum Teil eine Meeresbucht, zu der von Castillo aus ein Fluß hinfloß, dessen Talrinne sich auf dem Grunde des Nicaraguasees noch verfolgen läßt und in dem Verlauf der Niveaulinien sich ausdrückt. Die ehemaligen Zuflüsse dieses Castilloflusses (Poco Sol und Rio Frio) sind noch jetzt in ihrem Unterlauf nach W abgelenkt. »Eine neue Senkung um ca 45 m tauchte die unteren Talstücke unter Meeresniveau und verwandelte sie in Buchten, die durch Alluvionen wieder langsam aufgefüllt wurden«. Dann begann die Tätigkeit der modernen nicaraguanischen Vulkane, die den Nicaraguasee abschloß und späterhin in zwei Teile, Nicaragua- und Managuasee, trennte. Außerdem rückten die Aschen- und Sandmassen der vulkanischen Ausbrüche in Nicaragua, Costarica und Salvador teils direkt durch unmittelbaren Absatz aus der Luft, teils indirekt, vom Wasser forttransportiert, die Meeresküste weiter hinaus, und im Binnenland füllten sie

[1]) Pet. Mitt. 1893, S. 34 f.
[2]) Rep. Nic. Can. Comm. 1897—99, S. 137 f. Vgl. dazu mein Referat in Pet. Mitt. 1892, H. 2.

Vertiefungen des Geländes aus oder verhüllten (Sierra de Managua und Masaya) ganze Geländestriche mit ihren mächtigen Ablagerungen[1]). So sind denn die Vulkane, die um ihre Ausbruchszentren bedeutende Bergkegel aufbauten, von größtem Einfluß auf die Oberflächengestaltung und die Umrisse des südlichen Mittelamerika geworden und das Entstehen von kreisrunden, vielfach seenerfüllten Vertiefungen in Nicaragua in der Nachbarschaft von Mangaua und Masaya ist sicherlich ebenfalls auf vulkanische Kräfte zurückzuführen, mag man nun die Entstehung dieser Gebilde Explosionen oder, wozu ich wenigstens für das Masayabecken mehr hinneige, Einstürzen zuschreiben.

Die Vulkane Nicaraguas sind in einer Reihe angeordnet, die ebensowohl gegenüber derjenigen Costaricas, als derjenigen Salvadors sprungweise verschoben ist, aber beinahe dieselbe Hauptrichtung verfolgt wie jene. Der äußeren Erscheinung nach scheint es, als ob die costaricanischen Vulkane älter wären als die nicaraguanischen, und es ist auffallend, daß der in der Oligocänzeit tätig gewesene Vulkan in der Nähe von Brito ungefähr in der Fortsetzung der costaricanischen Reihe gelegen haben dürfte. Der Vulkan Chiriquí liegt sehr isoliert da. Die vermutlich im Miocän tätigen Vulkane Panamás, von denen freilich nur noch die Tuffablagerungen der Panamáformationen berichten, sind aber offenbar in einem Gebietsstreifen angeordnet gewesen, der auf der Südseite der Hauptgebirgskette parallel lief.

So bedeutsam die Vulkane auch für die Gestaltung des südlichen Mittelamerika geworden sind, so sind doch neben ihnen und nach ihrem Entstehen noch geologische Geschehnisse von gewisser Bedeutung zu verzeichnen: die Entstehung von Korallenbauten, die im Atlantischen Ozean zahlreiche Inselchen und Küstensäume aufbauen, und leichte Krustenbewegungen, die sich in Hebungen und Senkungen der Küste äußern. Erstere sind auf der Insel Ruatan in geringem Maße (etwa 1 m) zu beobachten (die höher gehobenen Kalke am Westende sind offenbar nicht ganz jung); letztere sind nicht nur im Deltagebiet des S. Juan (Nicaragua) zu beobachten, sondern auch an der pazifischen Küste von Chiriquí, Veragua und Costarica, an der Fonsecabai und am Rio Dulce (in Guatemala), wo das Meer tief in die Flußmündungen eindringt und deren Mündungsgebiet so in Buchten umwandelt.

IV. Bemerkungen über den Boden des südlichen Mittelamerika[2]).

Die vorstehenden Abschnitte haben gezeigt, wie lückenhaft und unvollständig unsere Kenntnis des Gebirgsbaues des südlichen Mittelamerika ist. Noch weniger wissen wir aber über die Bodenarten, die sich in diesem Gebiet finden. Es sind zwar von einzelnen Plantagen etliche Bodenproben chemisch analysiert und auf ihre physikalischen Eigenschaften untersucht worden; die Resultate dieser Untersuchungen sind aber nicht in hinreichender Ausführlichkeit veröffentlicht worden. So sind denn die einzigen einigermaßen eingehenden Beschreibungen der Verwitterungserscheinungen des anstehenden Gesteins

[1]) Zeitschr. d. Ges. f. Erdk., Berlin 1902, S. 524.

[2]) Die beigegebene Skizze einer Bodenkarte des südlichen Mittelamerika ist mit großer Nachsicht aufzunehmen, denn bei dem Mangel an Vorarbeiten, die ein größeres Gebiet betreffen, und bei der Weitmaschigkeit meines eigenen Itinerarnetzes im südlichen Mittelamerika, konnte ich nur den Versuch machen, durch schematische Einzeichnungen die ungefähre Verteilung der wichtigsten Typen anzudeuten. In Wirklichkeit ist die Verteilung der einzelnen Bodenarten weit verwickelter, als die Karte angibt; so sind z. B. die Jicarales nur auf die eigentlichen Geländevertiefungen beschränkt, hören aber sofort auf, sobald Hügel oder sonstiges geneigtes Gelände herantreten, Verhältnisse, die nur auf genauen topographischen Karten richtig eingezeichnet werden könnten; auf der Kartenskizze sind in grober Verallgemeinerung eben die Zonen angedeutet, innerhalb denen die Jicarales auftreten. Während der Jicaralboden sich ganz scharf von den

und der Eigenschaften des Alluvialbodens diejenigen, welche den Berichten der interozeanischen Kanalkommissionen beigegeben sind. Am wichtigsten und eingehendsten sind unter denselben die vortrefflichen Ausführungen, welche Dr. Charles Willard Hayes im Report der Nicaraguakanal-Kommission 1897—99 (Baltimore 1899), S. 111—13 und S. 122—33, gegeben hat. Sie mögen daher an dieser Stelle in gedrängter Kürze wiederholt sein.

Dr. Hayes hebt zunächst mit vollem Recht hervor, wie bedeutungsvoll die klimatischen Verhältnisse für die Schicksale der die Erdoberfläche bildenden Gesteinslagen und damit für die Bodenarten sind und führt aus, welch große Unterschiede die Gebiete östlich und westlich des Nicaraguasees in klimatischer Hinsicht darbieten: im O, im Tale des S. Juan-Flusses, wo die Passatwinde durch die hohe costaricanische Vulkankette nordwärts, durch die Gebirge Mittel- und Nordnicaraguas südwärts abgelenkt sein mögen, findet ungewöhnlich starker Regenfall statt (stellenweise mehr als 6 m pro Jahr), der sich zudem verhältnismäßig gleichförmig auf die verschiedenen Monate verteilt; im W des Nicaraguasees dagegen erreicht der Regenfall nur mehr ein Drittel bis ein Viertel der östlichen Niederschlagsmengen und ist zudem sehr ungleichmäßig über das Jahr verteilt, indem eine Trockenzeit von fünf- bis sechsmonatlicher Dauer sich einstellt. Die Folgen dieser Verhältnisse spiegeln sich in erster Linie im Charakter des Pflanzenkleides wieder: im O herrscht allenthalben dichter tropischer Urwald; nur die Wasserläufe und offenen Seenflächen unterbrechen die allgemeine Waldbedeckung, sowie jene Flächen, die erst so kürzlich aufgefüllt worden waren, daß der Boden noch nicht fest genug ist, um große Bäume zu tragen. Der dichte Urwald schützt den Untergrund in hervorragendem Maße vor Abtragung, so daß selbst bei heftigem Regen die von den Berghängen niederströmenden Gewässer kaum von Sedimentärstoffen getrübt seien. Vegetabilische Stoffe sammeln sich weder im Walde noch auch in den Seen und Sümpfen in größerer Menge an, da sie rascher Zersetzung anheimfallen; auch in den Alluvialablagerungen findet sich nur ein verhältnismäßig geringer Prozentsatz organischer Beimengung.

Ganz anders liegen die Dinge im trocknen W; da herrschen offene Savannen, mit Gras oder niedrigem Buschwerk bestanden; die Bäume sind klein und stehen in vereinzelten Gruppen beisammen, und wo Wälder auftreten, vermag ihr spärliches Blattwerk das Licht nicht abzuschließen, weshalb das Unterholz üppig emporsprießt. Brände während der Trockenzeit lassen es nicht zur Ansammlung von Bodenstreu kommen und bei Beginn der Regenzeit ist die Oberfläche des Geländes schutzlos den heftigen Platzregen preisgegeben. Der Boden ist selten rot, sondern meist, unabhängig vom anstehendem Gestein, blau, bläulichgrau oder schwarz, und gegen Ende der Trockenzeit durchziehen zahlreiche tiefe Sprünge, oft 5—7½ cm weit und ebensoviel Dezimeter tief, die Oberfläche; sie heben damit tatsächlich den Zusammenhang des Tonbodens auf und erlauben die Aufnahme vieler organischer Stoffe in die oberen Bodenpartien. Unter solchen Umständen ist die Erosionswirkung im

Nachbarböden zu unterscheiden pflegt und also auf einer guten topographischen Grundlage sich mit ganz sicheren Grenzen einzeichnen ließe, verschwimmen bei manchen anderen Bodenarten vollständig die Grenzen, da eben nur allmähliche Übergänge vorhanden sind. Besondere Schwierigkeit machen in dieser Hinsicht die vulkanischen Bodenmaterialien, die bald reine vulkanische Böden bilden, bald in wechselnder Menge den eluvialen oder alluvialen Böden sich beimengen. Da ist es immer schwierig zu sagen, ob man eine Bodenart der einen oder anderen Kategorie zurechnen darf. Es sind auf der Bodenkarte immer nur vulkanische Materialien auf primärer Lagerstätte berücksichtigt; auf sekundärer Lagerstätte finden sie sich in größerer oder geringerer Ausdehnung noch in den entferntesten Gebieten des südlichen Mittelamerika, da fast alle größere Flüsse noch ins Gebiet der vulkanischen Absätze zurückreichen und natürlich größere oder geringere Mengen davon entführen und unterwegs absetzen oder ins Meer hinausführen, das es wieder längs den Küsten weiter verteilt; die Alluvialebene südlich von Greytown bietet sogar stellenweise reinen vulkanischen Boden dar, freilich auf sekundärer Lagerstätte. — Angesichts der großen Unsicherheit und des schematischen Charakters der Karte mag es auch entschuldigt werden, daß die topographische Grundlage nicht in allen Einzelheiten mit der der geologischen Hauptkarte übereinstimmt.

W trotz der geringeren Niederschlagsmenge größer als im regenreichen O. Die Hänge sind außerordentlich steil und von tiefen Schluchten durchzogen; am Ausgang jedes Talrisses findet sich regelmäßig ein Schuttkegel als Beweis für die bedeutenden Mengen festen Materials, die gelegentliche Hochwasser herabführen. Die Mächtigkeit des Residualtonbodens ist im W weit geringer als im O, teils wegen der ungünstigeren Vorbedingungen für Verwitterung, teils aber auch wegen der leichteren Abtragung. Dazu kommt im W der Einfluß der Winderosion, da hier die Vegetation während der Trockenzeit keinen nennenswerten Schutz gegen Windwirkungen zu gewähren vermag.

Die bedeutenden Niederschlagsmengen und die rasche Zersetzung massenhaft vorhandener vegetabilischer Stoffe befördern bei der hohen, ziemlich gleichförmigen Temperatur die chemische Verwitterung des anstehenden Gesteins im südlichen Nicaragua außerordentlich und da längs der Kanalroute Gesteine vorkommen, die reich an zersetzlichen Mineralien sind und zudem durch ihre Stuktur (Blasen des Basalts, Klüfte und Sprünge aller Gesteine) die Tiefenzersetzung begünstigen, so gehen die Verwitterungseinflüsse bis in große Tiefen unter der Erdoberfläche hinab.

Bei der gleichförmigen Verteilung des Regenfalls über das ganze Jahr, wie sie im Gebiet östlich vom Nicaraguasee sich einstellt, trocknet der Boden nie aus; die üppige Vegetation schließt Licht und direkten Sonnenschein aus. Die meisten Bäume werfen ihre Blätter ab, aber zu verschiedenen Zeiten, so daß stets Bodenstreu vorhanden ist, deren Zersetzung immerfort vor sich geht und die Tageswässer stets mit pflanzlichen Säuren beladet; infolgedessen sind alle Gesteine des Gebiets, eruptive sowohl wie sedimentäre, bis in große Tiefe hinab stark zersetzt. Das Endprodukt der Verwitterung ist ein *roter Ton*, der die höchste Oxydationsstufe der zersetzlichen Mineralbestandteile darstellt und keine Spuren der ursprünglichen Gesteinsstruktur mehr aufweist. Stellenweise spielt das Rot ins Gelbe, Braune oder Olivgrüne hinüber. Der Ton ist sehr fest und bekommt, da er nie eintrocknet, niemals Sprünge; die vegetabilischen Bestandteile, die durch Wurzeln und Insektengänge ins Innere des Tonbodens gelangen, reichen nicht hin, um ihren reduzierenden Einfluß in nennenswertem Grade geltend zu machen und die oberflächlich angesammelten organischen Massen zerfallen so rasch und gründlich, daß sie ebenfalls keine Reduktion veranlassen. Obgleich der Gehalt an Kieselsäure, Tonerde und Eisen zweifellos je nach dem Ursprungsgestein stark verschieden ist, so sind doch die äußere Erscheinung und das physikalische Verhalten überall gleich. Die Mächtigkeit schwankt zwischen 3 und 10 m. Mächtiger ist zumeist die darunter liegende Lage *blauen Tons*, der ebenso vollständige Verwitterung zeigt wie der rote Ton, aber unvollständige Oxydation: die blaue Farbe, die übrigens vielfach ins Gelbe und Braune hinüberspielt, verdankt der Ton nicht der Anwesenheit eines Reduktionsmittels, sondern der Abwesenheit eines hinreichend starken Oxydationsmittels. Der blaue Ton enthält mehr oder weniger zahlreiche Fragmente zersetzten Gesteins, und wenn der Ton aus Basalt entstanden ist, auch frische Gesteinskerne, die bei der konzentrischen Verwitterung übrig geblieben sind. In den tieferen Lagen des blauen Tons nimmt die Zahl der Gesteinsfragmente zu, bis schließlich die Zone des »*weichen Gesteins*« (soft rock) erreicht ist. Hier ist die Verwitterung zwar bereits fast vollständig erfolgt, aber die Originalstruktur des Gesteins ist noch erhalten geblieben. Unmerkliche Übergänge führen nun hinüber zu dem frischen, unzersetzten »*harten Gestein*« (hard rock); eine scharfe Grenze existiert hier noch weniger als zwischen dem blauen Ton und dem weichen Gestein[1]).

[1]) In welcher Tiefe unter der Erdoberfläche durchschnittlich die obere Grenze des harten Gesteins zu erwarten wäre, läßt sich leider weder den Ausführungen Dr. Hayes' entnehmen, noch auch den in Appendix 2, Pl. XI—XIV mitgeteilten Bohrungsprofilen, da letztere einmal nur einen kleinen Prozentsatz der tatsächlich ausgeführten Bohrungen zur Darstellung bringen, anderseits aber auch häufig nicht

Vielfach schwankend ist auch der Grad der Zersetzung, und es ist natürlich, daß die Beschaffenheit des Ursprungsgesteins hierbei vielfach sich geltend macht. So sind die ausgedehnten Lager feinkörniger, basaltischer und andesitischer Tuffe in weiche, kalkartige Massen verwandelt, die einem kompakten strukturlosen Ton ähnlich sind. Die Masse läßt sich mit dem Messer schneiden, verliert an der Luft Wasser und ist von zahlreichen Sprüngen durchzogen; trocknet man die Masse und legt sie dann ins Wasser, so zerfällt sie sofort in feinen, zusammenhanglosen Sand. Die Veränderung, die diese feinerdigen Tuffe erlitten haben, ist Hydratisierung. Möglicherweise waren diese Tuffe überhaupt nie richtig konsolidiert gewesen, woraus sich die Tiefe, bis zu welcher hinab sie verwittert sind, erklären läßt; selbst unter mächtigen Lagen frischen Dacits sind diese Tuffe bereits völlig verändert.

Die *Alluvialböden* des oberen S. Juantals sind feinerdige blaue Tone mit Zwischenlagerungen von feinkörnigem blauem und braunem Sande, den die träge Strömung des Flusses nicht weiter zu transportieren vermocht hatte. Wahrscheinlich würde sich in größerer Entfernung vom gegenwärtigen Flußbett nur noch wenig Sand finden. Im unteren Teile des S. Juantals enthält das Alluvium, teils fein verteilt im Tone, teils in deutlichen Zwischenlagern, viel schwarzen Sand derselben Art, wie ihn der Fluß auch gegenwärtig in großen Massen mit sich führt. Die Gegenwart des Sandes im Schlamme verleiht demselben eine wesentlich größere Festigkeit, als er zeigen würde, wenn er vorzugsweise aus Ton bestände. Der Sand findet sich aber nur in der Nähe des gegenwärtigen Flußkanals, weshalb der Schlamm in größerer Entfernung vom Flusse an Konsistenz verliert. Das Alluvialmaterial, das die Seitentäler erfüllt (so die des Danta, S. Francisco, Cureno und Tamborcito), besteht aus blauem Schlamme, der viele Fragmente von Holz und Blättern enthält und ziemlich fest wird, soweit gute Entwässerungsbedingungen herrschen; aber da, wo diese ungünstig werden — in einiger Entfernung von den Wasserläufen —, bis zu einer Tiefe von 8—15 m recht weich bleibt. Setzt man diesen blauen Ton der Luft aus, so wird er — oft schon nach wenigen Minuten — gelblichbraun an der Oberfläche.

Die Deltaebene des S. Juan ist aus demselben Material aufgebaut, wie die Alluvialebenen inland. Der schwarze vulkanische Sand wird ins Meer hinausgeführt, durch Küstenströmungen der Küste entlang transportiert und durch die Wogen etwas über den Flutwasserstand gehoben; die Folge davon ist, daß auf einem 3—5 km breiten Streifen längs der Küste die Oberfläche verzugsweise aus schwarzem Sande mit einem schwachen Einschlag vegetabilischer Erde besteht. Wahrscheinlich ist das Delta stets von einem Sandstreifen umsäumt worden, der nie mehr als wenige Fuß über den Seespiegel sich erhob. Während der Deltabildung senkte sich das Land und indes das Delta an seiner Außengrenze durch Sand wuchs, nahm die Oberfläche landeinwärts durch die Schlammabsätze des Flusses zu Hochwasserzeiten zu.

Die blaue oder graue Farbe der Alluvialtone ist auf die allerdings spärlichen, aber gleichförmig durch die ganze Masse verteilten vegetabilischen Stoffe zurückzuführen, die das Eisen reduzieren und sogar noch den etwa darunter angrenzenden roten Residualton an den Grenzflächen sowie in einzelnen schlierenartig durch den Ton hindurchsetzenden Flecken (durch Reduktion) entfärben.

bis auf den harten Fels hinabgesenkt worden sind, außerdem vielfach nicht nur die Residualtonlagen, sondern auch Alluvialgebilde durchfuhren. Von den mitgeteilten 16 Bohrungsprofilen sind nur 8 zur Beantwortung der gestellten Frage verwendbar; danach haben die Residualtone und weichen Gesteine zusammen eine durchschnittliche Mächtigkeit von 21,7 m; die geringste Dicke unter den 8 angeführten Beispielen erreicht die Zersetzungslage bei Machuca mit 11,2 m, die größte Mächtigkeit bei Tambor grande mit ca 32 m. Offenbar wechselt die Dicke der Zersetzungsdecke schon auf engem Raume ganz beträchtlich, denn von Machuca ist auch ein anderes Profil mitgeteilt, das mit 30,5 m noch nicht die untere Grenze des weichen Gesteins erreicht hatte.

Im Gebiet westlich vom Nicaraguasee fehlen die roten Tone fast vollständig, die im feuchten östlichen Gebiet eine so große Rolle spielen; die vorherrschenden Farbentöne des Bodens sind bläulichgrau bis schwarz, auch wohl bräunlichgrau. Die Ursache davon ist der Gehalt der Böden an organischen Bestandteilen, die während der Trockenzeit in die oberflächlichen Sprünge des Bodens gefallen sind, in der Regenzeit aber während der Durchweichung der Tone sich diesen vollständig einverleibt haben und nunmehr ihren reduzierenden Einfluß geltend machen.

Die basischen Eruptivgesteine, die im westlichen Teile der Kanalroute anstehen, unterscheiden sich nicht wesentlich von denen der Ostseite, aber die Verwitterungserscheinungen sind gänzlich verschieden: Die roten Oberflächentone, wie auch die Zone des »weichen Gesteins« (d. i. die Zersetzung der Mineralbestandteile bei noch erhaltener Gesteinsstruktur), fehlen hier ganz und nur eine dünne Lage blauen Residualtons bedeckt hier das frische Gestein. Ob die geringe Mächtigkeit der Verwitterungsdecke mehr auf Rechnung der langsameren Zersetzung oder der schnelleren Abtragung zu setzen ist, erscheint zweifelhaft.

Der Ton, welcher aus der Verwitterung der Sedimentärgesteine der Britoformation sich bildet, unterscheidet sich — abgesehen von eventuellem großen Sandgehalt — nicht wesentlich von dem Zersetzungsprodukt der basischen Eruptivgesteine des Gebiets. Die Mächtigkeit des Zersetzungstons schwankt von 0 bis 3 oder 4,5 m je nach der Geländebeschaffenheit: in flachem Talgrund, wo die Abspülung keine Wirkung mehr ausüben kann, ist sie am größten; an steilen Gehängen aber sehr geringfügig oder gleich Null. Der Übergang von dem blauen Verwitterungston zum frischen Gestein ist plötzlich; nur wo zahlreiche Klüfte und Transversalschieferung die Mergel durchziehen, ist die Verwitterung längs der Kluftflächen tief hinab vorgedrungen [1]), um von den Kluftflächen aus gegen das Innere der kompakten Gesteinsstücke sich auszubreiten. Die mechanischen Wirkungen des Gebirgsdruckes sind aber hier wesentlich bedeutender, als die chemischen der Verwitterung.

Die *Alluvialablagerungen*, die das Tal des Rio Grande füllen, bestehen aus Ton und feinem braunem Sande, der vorzugsweise von den Sandsteinen der Britoformation stammt; an einzelnen Stellen sind diese Alluvialablagerungen durch ein kalkiges Bindemittel verfestigt.

Es ist sehr bedauerlich, daß die wertvollen Ausführungen Dr. Hayes' über die Verwitterungserscheinungen längs der Nicaraguakanal-Linie nicht durch chemische Analysen und spezielle bodenkundliche Beschreibungen vervollständigt worden sind; denn es würde dadurch zur Kenntnis der tropischen Bodenarten, namentlich zu der wichtigen Frage nach der Entstehung des Laterits, mancher wertvolle Beitrag geliefert worden sein. Aber auch so sind die Untersuchungen Hayes' höchst bedeutungsvoll, zeigen sie uns doch u. a., daß die Tiefenzersetzung des Gesteins trotz hoher Temperatur und warmen Regenfalls auch im Gebiet östlich vom Nicaraguasee bei weitem nicht so tief reicht, als aus einzelnen Gebieten Brasiliens berichtet wird, und geben sie uns doch zum erstenmal einen Einblick in die Verhältnisse unterhalb der Erdoberfläche, während der gewöhnliche Reisende fast immer in seinen Beobachtungen über Verwitterungserscheinungen und Bodenarten an der Oberfläche haften bleibt und nur höchst selten einmal einen Blick in etwas tiefere Lagen der Bodendecke tun kann. So kann auch ich nur weniges zur Kenntnis der Verwitterungsvorgänge und der Bodenarten des südlichen Mittelamerikas beitragen, obgleich sich meine Beobachtungen über ein wesentlich größeres Gebiet und einen bedeutend längeren Zeitraum erstrecken als diejenigen des amerikanischen Geologen.

---

[1]) Bei La Flor in der sedimentären Britoformation sogar in mehr als 30 m Tiefe.

Die klimatischen Verhältnisse sind natürlich auf dem weiten Gesamtraum der Länder des südlichen Mittelamerika verwickelter als längs der Kanallinie Nicaraguas, und demgemäß sind auch die Vegetationsverhältnisse nicht ganz so einfach, wie in dem von Hayes untersuchten schmalen Landstreifen quer durch Nicaragua hindurch. Da ich aber Charakter und Ausdehnung der einzelnen Klimazonen und Vegetationsformationen bereits früher besprochen und kartographisch dargestellt habe[1]), auch die geologische Rolle, welche die wichtigeren tropischen Vegetationsformationen des Gebiets spielen, schon beschrieben habe[2]), so mag an dieser Stelle nur ganz kurz angedeutet sein, daß längs der atlantischen Küste des südlichen Mittelamerika, dank den reichlichen Niederschlägen, ein zusammenhängender Urwaldstreifen von wechselnder Breite sich ausdehnt, während am Pazifischen Ozean ein Gebiet geringen Niederschlags und offener Landschaft (Savannen- und Strauchsteppen) sich hinzieht und zwischen beiden wiederum Eichen-, bzw. Eichen- und Kiefernwälder, als Anzeichen einer Zone mäßiger Niederschläge sich einschieben. In geringerer Ausdehnung finden sich Streifen mehr oder minder gutentwickelter regenfeuchter Urwälder auch längs der pazifischen Küste des südlichen Mittelamerika da, wo die Gunst lokaler Verhältnisse reichlichere Niederschläge verursacht, wie an der pazifischen Abdachung des westlichen Salvador, der Sierra de Managua und der Halbinsel Nicoya, während anderseits sich infolge besonderer Bodenverhältnisse nahe der atlantischen Küste auch Grasfluren mit Kiefern (Pineridges) zeigen. Wenn ich meine Reisetagebücher durchblättere, so finde ich von 500 Örtlichkeiten Bemerkungen über den Boden des südlichen Mittelamerika eingetragen, und zwar verteilen sich die Beoachtungen in der Weise auf die wichtigsten Klimazonen bzw. Vegetationsformationen, daß etwas mehr als die Hälfte der Aufzeichnungen aus dem Savannen- und Strauchsteppengebiet stammen, während sich der Rest ziemlich gleichförmig auf die beiden anderen Hauptgebiete der regenfeuchten Urwälder sowie der Eichen- und Kiefernwälder verteilt. Da im Gebiet der Eichen- und Kiefernwälder bereits eine ausgesprochene Trockenzeit herrscht und die Niederschläge wesentlich geringfügiger sind als im Gebiet der regenfeuchten Wälder, so klingt auch die Art der Verwitterungserscheinungen und der Bodenbildung bereits stark an die Verhältnisse der Trockengebiete, der Gras- und Strauchsteppen, an: wohl ist die Dauer der Trockenzeit im Eichen- und Kieferngebiet wesentlich kürzer als im Steppenland, aber der Unterschied ist doch nur graduell und darum zeigt sich auch nur eine graduelle Verschiedenheit der Verwitterungs- und Bodenbildungsverhältnisse zwischen beiden Gebieten. Die prinzipiellen Bemerkungen Hayes' über den Unterschied der Verwitterungsbedingungen in den Gebieten mit gleichförmig verteiltem Regenfall und in denen mit ausgesprochener Trockenzeit gelten daher für das ganze Gebiet des südlichen Mittelamerika; es sind aber doch einige Einschränkungen zu machen: so wäre namentlich hervorzuheben, daß in den Gegenden mit ausgesprochener Trockenzeit die Temperaturschwankungen an der Erdoberfläche ganz beträchtlich größer sein müssen, als in dem sehr gleichmäßig temperierten Urwald, wo Windströmungen vom Boden fast vollständig abgehalten sind; daher sind auch bei der mechanischen Verwitterung diese Temperaturschwankungen in den trocknen Gebieten zweifellos ein wichtiger Faktor. Eine besonders bedeutungsvolle Rolle spielt aber innerhalb der einzelnen Niederschlagszonen wiederum die vertikale Temperaturverteilung, die natürlich bei Hayes' Untersuchungen sich nicht geltend machen konnte, da ja längs der projektierten Kanallinie keine erheblichen Niveauunterschiede vorkommen. Es fehlen im südlichen Mittelamerika auch große

[1]) Mittelamerikanische Reisen (Braunschweig 1902), S. 295—305; Karte der »Verbreitung der Vegetationsformationen im südlichen Mittelamerika«, ebenda, Taf. 2.

[2]) Über die geologische Bedeutung der tropischen Vegetationsformationen in Mittelamerika und Südmaerikan. Habilitationsschrift, Leipzig 1900.

Massenerhebungen, welche, wie im nördlichen Mittelamerika, große Landstrecken in die Region möglichen Frostes (also über 1800 m ü. M.) emporheben würden, sondern es handelt sich hier nur um vergleichsweise schmale Gebirgsstreifen von entsprechender Höhe; diese aber sind wegen ihrer Lage verhältnismäßig häufig von Regen, Wolken und Nebel benetzt und tragen daher eine ziemlich üppige Vegetation, soweit nicht besondere Verhältnisse (wie vulkanische Tätigkeit) dies verhindern; die starke Vegetationsdecke aber ihrerseits verhindert die Abspülung energisch und sichert so dem Gestein einen Bodenmantel, der es gegen die Frostwirkung in hohem Grade schützt. Aus diesem Grunde hat der Frost im südlichen Mittelamerika nur geringe und lokale Bedeutung. Von hervorragender Wichtigkeit ist dagegen die allmähliche Abnahme der Temperatur mit der Höhe im allgemeinen, denn damit nimmt auch nach der Höhe zu die Raschheit des Zerfalls der vegetabilischen Stoffe ab; in der Tat scheint aus meinen Beobachtungen hervorzugehen, daß mit wachsender Höhe, also abnehmender Temperatur, die Humusentwicklung zunimmt, so daß schließlich in kühlen Gebirgsgegenden, wie im Hochland von Jinotega und Matagalpa in Nicaragua, sich tiefgründiger Humusboden im Gebiet der regenfeuchten Urwälder beobachten läßt, während im Tiefland — abgesehen von lokalen günstigen Verhältnissen — im allgemeinen die Humusentwicklung im Urwald sehr gering ist oder auch ganz fehlt.

Infolge dieser stärkeren Humusentwicklung in den kühleren Gebirgslagen zeigen die Böden des regenfeuchten Waldgebiets keineswegs so durchgängig den roten Farbenton, den Hayes für die Eluvialböden östlich vom Nicaraguasee angibt, vielmehr weisen nur 30 Proz. meiner Urwaldbeobachtungen roten Farbenton auf, je etwa 10 Proz. braune, gelbe oder gelbgraue Miocäen, aber 25 Proz. (wegen Humusgehalts) graue bis schwarze Farbe. Die Natur des anstehenden Gesteins macht sich bei den Eluvialböden des regenfeuchten Urwaldes selten in auffallender Weise geltend; anders ist es — entgegen Hayes' Ansicht — in den durch eine ausgesprochene Trockenzeit ausgezeichneten Gebieten der Eichen- und Kiefernwälder einerseits, der Gras- und Strauchsteppen anderseits, und darum finden wir in dem weiten Gesamtgebiet des südlichen Mittelamerika keineswegs so vorherrschend graue Farbentöne, wie auf dem schmalen, durch geringen Wechsel der Gesteinsbeschaffenheit ausgezeichneten Streifen längs der Kanalroute im W vom Nicaraguasee. Allerdings herrscht allenthalben das Grau unter den Farbennüancen der Böden der trockneren Gebiete noch vor: für das Gebiet der Eichen- und Kiefernwälder weisen noch 35 Proz., für das Savannen- und Strauchsteppenland aber 53 Proz. meiner Beobachtungen rein grauen Boden auf; aber daneben trifft man doch auch nicht selten rote Böden (Eichen- und Kiefernwälder 17 Proz. meiner Beobachtungen, Steppengebiet 8 Proz.) oder braune Böden an (Eichen- und Kiefernwälder 13 Proz., Steppen 9 Proz.), so namentlich in Honduras über den roten Trias- und Kreidemergeln, sowie in Nicoya über Diorit; auch über Kalkstein (Honduras) bemerkt man zuweilen intensiv rote Residualtone an sonnigen Stellen; jedoch ist wohl möglich, daß diese letzteren ähnlich wie in der Alta Verapaz, während der Trockenzeit, also während der Zeit starker andauernder Insolation, eine intensiver rote Farbe annehmen, als ihnen während der Regenzeiten zukommt — ein Vorgang, dem das Nachdunkeln der indischen Laterite bei Luftzutritt ungefähr entsprechen dürfte [1]). Nicht ganz selten treten übrigens auch weiße Farbentöne bei den Böden der trocknen Gebiete auf (6 Proz. meiner Beobachtungen in Eichen- und Kiefernwäldern, 5 Proz. im Steppengebiet), und zwar vorzugsweise in Honduras über Rhyoliten. Als ich im Valle von Siguatepeque zwischen den vermutlich durch An-

[1]) T. H. Holland, On the Constitution, origin and dehydration of Laterite. Geol. Magazine, N. Ser Dec. IV, Bd. X, Nr. 2 (1903), S. 65.

schwemmung gebildeten grauen Lehmlagen einzelne horizontale weißliche Streifen hindurchziehen sah, so glaubte ich das damit erklären zu können, daß Zeiten stärkerer äolischer Wirkung mit solchen schwachen Windtransports abgewechselt hätten und daß jene weißlichen Stoffe von den benachbarten Rhyolitkuppen durch Winde herbeigebracht worden wären; einen absoluten Beweis für meine Ansicht habe ich freilich nicht finden können, ja, es ist überhaupt unmöglich, ohne spezielle Untersuchung festzustellen, wie viel bei den einzelnen Böden auf Verwitterung oder Lösung an Ort und Stelle, wie viel auf Rechnung des Wasser- und Windtransports, wieviel auf Rechnung der vulkanischen Kräfte zu setzen sei.

Die überwiegende Masse der Böden des südlichen Mittelamerika sind an Ort und Stelle selbst aus dem anstehenden Gestein entstanden: *Eluvialböden.* Zum kleinsten Teile nur sind die Böden Lösungsrückstände gewisser Gesteinsarten (Kalksteine und Dolomite), wie in einzelnen Gebieten von Honduras, wo allein unter allen Ländern des südlichen Mittamerika das Kalkgebirge einen nennenswerten Raum einnimmt. Diese *Residualtonböden*, die je nach den klimatischen Bedingungen und dem Grade der Beimischung von Humus recht verschiedenartig entwickelt sind und im Savannengebiet vielfach durch ihre lebhafte rote oder rotbraune Färbung auffallen, sind auf der Übersichtskarte der Bodenverbreitung nicht besonders ausgezeichnet worden; ihre Verbreitung ist der geologischen Karte leicht zu entnehmen.

Die weitaus überwiegende Zahl der Eluvialböden ist durch Verwitterung des anstehenden Gesteins entstanden[1]). Bei allen wirkt natürlich die Eigenart des Ursprungsgesteins noch mehr oder weniger deutlich nach, aber auffallender sind die Unterschiede der Bodenentwicklung, die durch die Verschiedenartigkeit des Klimas und der Vegetationsformation entstehen — Unterschiede, die Hayes in ihren Grundzügen sehr klar beschrieben hat.

Im Gebiet der regenfeuchten Wälder ist die Tiefenzersetzung des Anstehenden wesentlich größer als in den trocknen Gebieten, die Abtragung durch Wasser auf ein Minimum herabgesetzt, die Abtragung durch Wind gleich Null; der Ausschluß des Windes vom Innenraum des Urwaldes erhält die Luftfeuchtigkeit daselbst stets sehr hoch, und wenn bei starken Stürmen die Winde auch wohl die Schutzhülle der großen Baumkronen durchbrechen und in das Innere des Waldes eindringen, so schützen doch noch immer das Unterholz und die darüber aufragenden mäßig hohen Palmen, Farnbäume und sonstigen Gewächse den Boden vor Austrocknung, so daß derselbe stetig sich feucht erhält. Die *tiefgründigen Verwitterungsböden* dieser Waldgebiete zeichnen sich vorwiegend durch rote, seltener gelbe oder braune Farbennüancen aus, sofern nicht beigemengter Humus die Farbe der oberflächlichen Bodenlagen abändern. Wenn aber gesagt worden ist, daß die Humusentwicklung im allgemeinen mit den höheren Gebirgslagen, also mit der Abnahme der Temperatur, zunehme, so ist hier jedoch noch hervorzuheben, daß lokal recht wesentliche Abweichungen von dieser Regel vorkommen; so trifft man auch in höheren Gebirgsregionen nicht selten noch rote Erde mit nur spärlicher Humusdecke oder auch ganz ohne solche, aber dann zumeist an steileren Berghängen, da offenbar die humushaltigen Bodenpartien lockerer sind und darum der Abspülung leichter unterliegen als die humusfreien zähen Tonböden; anderseits kommen aber auch im Tiefland stellenweise nicht unbeträchtliche Humusansammlungen vor und zwar — so viel mir scheint — ganz besonders auf horizontalem, vorzugsweise mit Corozopalmen (Attalea Cohune) bestandenem Gelände; ob derartige Humusansammlungen nur dem Umstand zu verdanken sind, daß bei der wagerechten Ausbreitung des Geländes eben die Abspülung aufgehoben ist oder ob die besondere Art der Vegetation

[1]) Die Zersetzung infolge vulkanischer Exhalationen ist lokal beschränkt und so wenig ausgedehnt, daß sie hier übergangen werden kann. (Vgl. Ztschr. Ges. f. Erdkunde, Berlin 1902, S. 521.)



ihre Bildung begünstigt, vermag ich nicht zu entscheiden. Es finden sich in diesen Corozales (Cahoonridges) während der Regenzeit wohl gelegentlich kleine Wassertümpel, aber eigentliche Sümpfe fehlen; es ist übrigens bei der Lage der Corozales im eigentlichen Tieflande auch die Wahrscheinlichkeit vorhanden, daß bei vielen derselben der Boden zum Teil der Anschwemmung von benachbarten Gebirgshängen her zu verdanken ist. — In den Regenwäldern des kalten Landes (oberhalb 1800 m) scheint der Humusgehalt der Böden durchweg bedeutend zu sein.

Die Frage, ob die roten Böden der Urwaldgebiete des südlichen Mittelamerika den Lateriten beizuzählen seien — eine Frage, die ich früher (Erg.-H. Nr. 127, S. 93) für das nördliche Mittelamerika bejahen zu dürfen glaubte —, läßt sich bei dem völligen Mangel petrographischer Untersuchungen und chemischer Analysen nicht mit Sicherheit entscheiden, und selbst wenn letzte vorliegen sollten, so wäre noch immer eine gewisse Willkürlichkeit vorhanden, ob man die Böden als Laterite bezeichnen wollte oder nicht, denn seitdem G. C. Du Bois[1]) bei Untersuchung der surinamischen Laterite zu ganz verschiedenen Ergebnissen gelangt ist als M. Bauer[2]) bei Untersuchung der Lateritbildungen der Seychellen, und seitdem H. u. F. J. Warth[3]) durch ihre Zusammenstellung von 23 Analysen indischer Laterite die außerordentlich wechselnde chemische Zusammentetzung dieser Bodenarten nachgewiesen haben, ist eine scharfe Definition des Begriffs Laterit zurzeit noch weniger tunlich, als es vor kurzem möglich schien. Wenn man mit F. Wohltmann[4]) und S. Passarge[5]) die Anwesenheit von Konkretionen als charakteristisch für Laterite ansehen will, so sind die mittelamerikanischen Roterden der feuchten Waldgebiete keine Laterite. Ich habe sie deshalb auf der Karte der Bodenverbreitung mit neutraler Benennung als *Eluvialböden der Urwaldgebiete* bezeichnet; die humusreichen oder humusüberdeckten Abarten derselben in den kühleren Gebirgsregionen und in etlichen Tieflandgegenden konnten nicht besonders ausgeschieden werden.

Die *Eluvialbödcn der trocknen Gebiete* des südlichen Mittelamerika zeichnen sich vor denen der feuchten Gebiete durch wesentlich geringere Tiefgründigkeit und durch einen im allgemeinen bedeutend höheren Gehalt an Stoffen aus, die infolge der Rißbildungen des Bodens während der Trockenzeit sich bis in bedeutende Tiefe hinab dem Boden einverleibt haben. In bezug auf Tiefgründigkeit wie Gehalt an organischen, als Reduktionsmittel wirkenden Substanzen halten die Eluvialböden der Eichen- und Kiefernwaldzone ungefähr die Mitte zwischen denen der feuchten Urwald- und der trocknen Savannen- und Strauchsteppengebiete; da die Farbentöne der Böden bis zu einem gewissen Grade den Gehalt an feinverteilten eingemischten vegetabilischen Stoffen andeuten, so vermögen die oben mitgeteilten Prozentzahlen über das Vorkommen der roten, braunen und grauen Bodenarten die Mittelstellung der Böden des Eichen- und Kieferngebiets auch zahlenmäßig zum Ausdruck zu bringen.

Da in den offenen Landschaften der trockneren Gebiete mit Eintritt der Regenzeit die Erosion und die Abspülung infolge des dann noch mangelnden Vegetationsschutzes sehr beträchtliche Beträge erreichen, ist an steileren Berggehängen die Bodendecke sehr seicht oder sie fehlt auch wohl ganz, so daß alljährlich neue Oberflächenteile des Anstehenden der chemischen und mechanischen Verwitterung ausgesetzt werden und also das Eben-

[1]) Beitrag zur Kenntnis der surinamischen Laterit- und Schutzrindenbildungen (Tschermaks Mineral. u. Petrogr. Mitt., Wien 1903, Bd. XXII, 1. H., S. 1—61, mit sehr sorgfält. Literaturverzeichnis, S. 4—18).
[2]) Beiträge zur Geologie der Seychellen, insbesondere zur Kenntnis des Laterits (Neues Jahrb. f. Min., Geol. u. Pal. 1898, II. Bd., S. 163 ff.
[3]) The Composition of Indian Laterite (Geol. Mag., N. Ser. Dec. IV, Bd. X, Nr. 4, 1903, S. 154—59.
[4]) Die natürlichen Faktoren der tropischen Agrikultur, Leipzig 1892, S. 140.
[5]) Über Laterite und Roterden in Afrika und Indien (Ber. VI. Intern. Geographenkongr., London 1895).

maß der Zerstörung und Fortschaffung hergestellt ist. Auf minder steilem Gehänge ist aber der Betrag der Abtragung durch Wasser bereits wesentlich herabgesetzt und auf wagrechtem oder sehr flach geneigtem Gelände hört sie überhaupt auf, während die transportierende Tätigkeit des Windes auch hier noch, wenn auch ebenfalls in etwas abgeschwächtem Maße, fortdauert. Da im nördlichen Guatemala viel bedeutendere Gebirge im Trockengebiet auftreten als im südlichen Mittelamerika[1]) und da demgemäß auch dort die steilgeneigten Gebirgshänge eine viel größere Fläche bedecken als hier, so habe ich auf der Bodenkarte des nördlichen Mittelamerikas diese ganzen Gebirgsgebiete als die Zone des Ebenmaßes der Zerstörung und Fortschaffung bezeichnet, für das südliche Mittelamerika aber wählte ich die neutralere Bezeichnung Eluvialböden der trocknen Gebiete, weil hier die steilen Gebirgshänge, an denen wirklich jenes Ebenmaß vorhanden ist, nur einen kleinen Bruchteil der Gesamtfläche ausmachen, der größere Teil des Geländes aber so flach geneigt ist, daß ein mehr oder minder bedeutender Teil der Verwitterungsprodukte bzw. Lösungsrückstände des Anstehenden an Ort und Stelle liegen bleibt. Eine eingehende Würdigung der Frage, inwieweit das Muttergestein den zugehörigen Eluvialböden bestimmte Charaktereigentümlichkeiten verleiht, ist mangels spezieller Bodenuntersuchungen zurzeit nicht möglich; die Unterschiede zeigen sich hier aber bereits wesentlich deutlicher als bei den Eluvialböden der feuchten Gebiete.

Unbewegte Trümmerblöcke als unzersetzte Überbleibsel des anstehenden Gesteins finden sich nur selten (z. B. bei Piedras grandes in Honduras im Basaltgebiet); Schutthalden erlangen ebenfalls nur geringe Entwicklung. Räumlich wenig ausgedehnt, aber landschaftlich sehr auffällig sind die noch unzersetzten Lavaströme, die einen wirtschaftlich- und verkehrsgeographisch oft sehr unangenehm hervortretenden Felsboden (»Malpais«) darstellen. Am ausgedehntesten und frischesten sind die Lavafelder der Vulkane Chiriquí, Orosí, Ometepe, Masaya, Momotombo, Pilas, Telica, Viejo, Conchagua, S. Miguel, Nejapa und Izalco.

Neben den Eluvialböden spielen im südlichen Mittelamerika auch die *Aufschüttungsböden* eine bedeutende Rolle und nehmen einen nicht unbeträchtlichen Raum ein; zudem sind sie recht verschiedenen Ursprungs, je nachdem vulkanische Ausbrüche das Material aus dem Schoße der Erde herausgefördert und zum Absatz gebracht haben, oder fließendes Wasser, Wind und Meer Trümmer von Gesteinen und Teilchen von Bodenarten aus ihrer früheren Lage entführt und an anderer Stelle wieder abgelagert haben.

Von hervorragender Bedeutung sind die *vulkanischen Aufschüttungsböden*, die besonders in dem Landstreifen längs der pazifischen Küste Mittelamerikas, in Costarica, aber auch im zentralen Teile des Landes weite Flächen überdecken. Entscheidend für diese Verteilung der vulkanischen Böden ist natürlich in erster Linie die geographische Lage der Vulkane selbst, dann aber auch die fast das ganze Jahr über vorherrschende östliche bis nordöstliche Richtung der Passatwinde, die den größten Teil der geförderten lockeren Auswürflinge nach W und SW entführten und dort zum Absatz brachten, während in die nördlichen und östlichen Gebiete nur bei Gelegenheit der seltener wehenden West- oder Südwinde oder auch bei Gelegenheit sehr bedeutender Eruptionen, die Aschen- und Lapillimassen bis ins Gebiet des Antipassat emporschleuderten, nennenswerte vulkanische Ablagerungen sich bildeten[2]). Während im S und W der mittelamerikanischen Vulkanreihen die Mächtigkeit der Lapilli- und Aschenabsätze stellenweise hunderte von Metern erreicht

[1]) Die Steilhänge der großen Zentralkette von Costarica und Panamá liegen vorzugsweise im feuchten Urwaldgebiet.

[2]) Sapper, Die geographische Bedeutung der mittelamerikanischen Vulkane (Zeitschr. Ges. f. Erdk., Berlin 1902, S. 524). Wo diese vulkanischen Auswürflinge sich in beträchtlichen Mengen den Alluvial- oder Eluvialböden beigemengt haben, ist die betreffende Mischbodenart auf der Karte schematisch angedeutet worden.

und der größere Teil der Republik Salvador sogar geradezu mit einer lockeren vulkanischen Hülldecke versehen ist, sind im südlichen Honduras (bis über Marcala, La Paz und Tegucigalpa hinaus) und im nördlichen Nicaragua (z. B. im Jinotegadistrikt) nur noch vulkanische Absätze von geringer Mächtigkeit und beschränkter Ausdehnung vorhanden, so daß sie auf der Karte nicht mehr besonders ausgezeichnet sind. Je nach der Beschaffenheit und Kerngröße der Auswürflinge ist natürlich auch wieder der Charakter der vulkanischen Böden verschieden. Absätze kleiner Lapilli verhalten sich ähnlich wie Ablagerungen groben Sandes: die einzelnen Lapilli werden von den Winden hin- und hergetrieben, es bilden sich zuweilen sogar Andeutungen von dünenartigen Bildungen, und das Pflanzenleben siedelt sich nur sehr langsam an; auch ältere Lapilliabsätze sind bei großer Mächtigkeit (z. B. an Lapellivulkanen) nur von spärlicher Vegetation bedeckt: hauptsächlich Gräsern, da Baumwuchs bei der außerordentlichen Wasserdurchlässigkeit der Lapillianhäufungen sehr lange unmöglich ist und erst auf ganz alten oder auf recht seichten Lapilliböden gelingt. Auch die feinerdigen Aschenabsätze zeichnen sich zumeist durch große Wasserdurchlässigkeit aus und sind daher die Stätten natürlicher Grasfluren; bei genügender Benetzung sind sie aber von großer Fruchtbarkeit und werden daher von den Siedlern sehr bevorzugt. Natürlich sind lockere feinerdige Aschenabsätze an den Hängen der minder steilaufsteigenden Vulkane, wie des Irazú, Poás oder Chiriquí vielfach vorhanden; dieselben aber mit R. Hill, der sie vom Irazú beschreibt, als »vulkanischen Löß« besonders auszuscheiden, liegt kein Grund vor.

Bei der reichen Glasbasis, die vielen Aschen eigen ist, geht die Verwitterung rasch vor sich; dabei wird ein Teil in Kieselsäure gelöst und scheidet sich später beim Verdunsten der Löseflüssigkeit wieder aus. Auf diese Weise werden die noch unzersetzten Sandmassen zu einer Art weichen Sandsteins (»Talpetate«) verkittet, der als Baumaterial verwendet wird und in der Nähe von Nicaragua wohlerhaltene menschliche Fußspuren aufweist[1]); für den Ackerbau ist dieses Talpetategebiet unbrauchbar, es findet nur für Viehzucht Verwendung[2]).

Ansehnliche Räume nehmen im südlichen Mittelamerika die *fluvialen Aufschüttungsböden* ein. In äußerst schmalen Streifen, die stellenweise freilich nicht selten auf größere Strecken unterbrochen sind, begleiten sie die Wasseradern bis tief ins Innere der Gebirge; nennenswerte Ausdehnung erreichen sie aber in kessel-, wannen- oder beckenförmigen Vertiefungen des Binnenlandes sowie in der Nähe des Meeres, das die Flüsse zwingt, ihre Sinkstoffe rasch zum Absatz zu bringen. Recht verschiedenartig sind die Materialien, die von den Flüssen mitgeführt werden; von großen Blöcken bis zum feinsten Schlamm sind alle Größenverhältnisse vertreten. Entsprechend der Verschiedenheit der Verwitterungserscheinungen und des Grades des Vegetationsschutzes in den Urwaldgebieten und den offenen Landschaften sind aber auch die vorwiegend mitgeführten Transportstoffe verschieden: in den offenen Landschaften, die in ihrem gesamten Regime der gemäßigten Zone am nächsten kommen, rascher Abtragung unterliegen und neben der chemischen auch der mechanischen Verwitterung Raum geben, nehmen die fließenden Gewässer neben feinkörnigen Materialien sehr viele grobkörnige Gerölle mit, während sie in den Urwaldgebieten infolge der allein herrschenden chemischen Verwitterung und des starken Vegetationsschutzes vorzugsweise feinkörnige, sandige und erdige Stoffe entführen. Grobe Gerölle fehlen freilich auch nicht, da die in den Verwitterungserden eingeschlossenen un-

---

[1]) Mierisch, Eine Reise quer durch Nicaragua (Pet. Mitt. 1895, S. 58). Auf ähnliche Weise ist auch die Verkittung der Tuffe zu erklären, die das Jintopeplateau (Sierra de Managua) zusammensetzen; es liegt kein triftiger Grund vor, mit Hayes (Report of the Nic. Can. Comm. 1897—99, S. 124) anzunehmen, daß diese Tuffe »in Form eines mehr oder weniger flüssigen Schlammes ihr jetzige Position erreicht hätten«.

[2]) Mierisch, Pet. Mitt. 1895, S. 57.

zersetzten Gesteinstrümmer gelegentlich mitgeführt werden und zudem die häufigen Rutschungen (Bergschlipfe) stets gewisse Mengen von Gesteinsbrocken den Bächen und Flüssen überliefern. Aber trotzdem treten die Geröllmassen der Urwaldflüsse bedeutend zurück neben denen der aus trocknen Gebieten kommenden Gewässer. Für die Schiffbarkeit der atlantischen Flüsse Mittelamerikas trifft es sich daher höchst ungünstig, daß gerade die längsten und wasserreichsten derselben mit ihrem Oberlauf in die offene Landschaft hineinreichen und von dort gewaltige Schottermassen herabbringen, die sich im Unterlauf in Form von wandernden Kiesbänken absetzen und der Schiffahrt wegen stetiger Änderung der Fahrrinne die größten Schwierigkeiten bereiten. Unter allen größeren Flüssen des südlichen Mittelamerika ist nur der Rio S. Juan von derartigem Geröll befreit, da er dem Nicaraguasee entströmt; allein die beiden großen rechtsseitigen Zuflüsse (S. Carlos und Sarapiqui) führen ihm so beträchtliche Massen vulkanischer Sande zu[1]), daß unterhalb ihrer Einmündung im S. Juanfluß sich ähnliche Übelstände ergeben wie bei den geröllführenden Flüssen. Die Art der mitgeführten Sedimentstoffe der Flüsse bestimmt auch die Art der Alluvialablagerungen; leider sind dieselben aber mit Ausnahme derjenigen längs der Kanallinien nicht genauer untersucht, so daß über viele Dinge noch völlige Unklarheit herrscht. So ist z. B. ganz unsicher, ob die großen Schotter- und Sandablagerungen, die sich im östlichen Honduras und im nordöstlichen Nicaragua finden und wegen ihrer hohen Wasserdurchlässigkeit nur Grasfluren und anspruchslose Kiefern tragen (Pineridges), unmittelbare Flußabsätze sind oder ob etwa die Schottermasse zum Teil wenigstens bei tieferem Niveaustand des Gebiets durch Küstenversetzung auf diesen langgedehnten Landstreifen hin verteilt worden ist. Da John Nickol für die Gegend westlich von Gracias à Dios das Vorkommen von Granit konstatiert hat, so könnte dort der Sand auch an Ort und Stelle aus dem Urgestein herauspräpariert worden sein. Die ausgedehnten *Sand- und Schotterböden* der Pineridges, die ihr Analogon auch in Britisch-Honduras und Chiapas haben[2]), sind auf der Karte besonders ausgezeichnet, ihre Verbreitung konnte freilich nur schematisch eingezeichnet werden und gründet sich hauptsächlich auf die durch Erkundigungen festgestellte Tatsache, daß die einzelnen Pineridgegebiete von Honduras und Nicaragua miteinander in Verbindung stehen; daß aber die Pineridges nur auf Schotter- und Sandböden vorkommen können, ist lediglich ein Analogieschluß.

Sind die Schotter- und Sandböden, zum Teil wenigstens, lediglich eine Modifikation der fluvialen Aufschüttungsböden, so muß auch der *Mangroveboden* dafür angesprochen werden. Durch die im brakischen Wasser lebenden Mangrovegehölze werden die feinsten Sinkstoffe der Flüsse zum Absatz gebracht und so sehr feinerdige eigenartige Böden geschaffen, die sowohl längs der atlantischen als auch längs der pazifischen Küste auftreten, aber wegen ihrer geringen Breitenerstreckung auf der Karte nur schematisch angedeutet werden konnten. Verhältnismäßig am ausgedehntesten sind sie — Erkundigungen zufolge — am Rande der abgeschnürten Strandseen von Honduras und Nicaragua.

Die Meeresströmungen und die Küstenversetzung arbeitete zu beiden Seiten der mittelamerikanischen Landbrücke lebhaft an der Verteilung der Sedimentstoffe, die von den Flüssen ins Meer hinausgeführt worden sind; deshalb findet sich ein Sandstreifen von wechselnder Breite mit verhältnismäßig kurzen Unterbrechungen längs der ganzen atlantischen und pazifischen Küste des südlichen Mittelamerika. Dank dem üppigen Wachstum der tropischen Vegetation kommt es aber nirgends zur Bildung von Wanderdünen, da einzelne Pflanzen immer bereit sind, sich über den Sandboden hin auszubreiten (so z. B. Uniola

[1]) Die monatliche Sedimentführung des S. Carlos schwankte nach Davis (Report. Nic. Can. Comm., S. 299 ff.) zwischen 2439 und 10795 cbm, die des Sarapiqui zwischen 971 und 6942 cbm.

[2]) Erg.-H. Nr. 127, S. 95.



Pittieri in Costarica) und ihn dadurch festzubannen. Das marine Wandern der Sandmassen führt zur Bildung von Sandhaken und Nehrungen[1]) und zur Abschnürung von Haffen. Eingehend studiert sind diese Vorgänge aber nur am S. Juan-Delta und dessen Umgebung durch A. Onderdonk[2]) und Hayes[3]); es geht daraus hervor, daß die von den costaricanischen Flüssen ins Meer geführten vulkanischen Sande von einer nordwärts gerichteten Küstenströmung erfaßt werden, während zwischen Harbour Head und Point of Rocks die Küstenversetzung infolge der nordöstlichen Passatwinde die Sandmassen, südlich treibt. Am Indian River zeigt der Sand noch nördliche Bewegungsrichtung; die lange, südwärts gerichtete Landzunge, die den Fluß vom Meere trennt, zeigt aber, daß auch hier früher eine südwärts gerichtete Drift vorhanden gewesen war[4]). Indem die Flüsse mehr Sediment ins Meer führen, als die Küstenströmung verteilen kann, entstehen Sandhaken, die schließlich soweit fortwachsen können, daß sie sich mit dem Festland vereinigen und Reeden zu geschlossenen Lagunen umwandeln (Greytown-, Agna Dulce-, Parada-Lagoon). Alljährlich werden etwa 587 000 cbm Sand bei Greytown zum Absatz gebracht. Die *marinen Aufschüttungsböden* bei Greytown bestehen durchweg aus vulkanischen, schwarzen Sanden und bilden, wie schon oben erwähnt wurde, einen 3—5 km breiten Streifen längs der Küste. Abgesehen von diesem Gebiet sind die marinen Aufschüttungsböden längs der Küste auf der Karte nicht ausgezeichnet worden, da dies nur schematisch hätte geschehen können und dabei vielfach ein Konflikt mit der ebenfalls schematischen Einzeichnung des Mangrovebodens entstanden wäre. Als mariner Aufschüttungsboden ist auch der Kalksandboden anzusehen, den ich auf der Columbiainsel bei Bocas del Toro, in Andeutungen auch auf der Korralleninsel Rocky Cay nahe Puerto Cortez angetroffen habe. Leider habe ich keine der diesen benachbarten Inseln besucht und bin daher nicht in der Lage, anzugeben, was für Bodenarten auf ihnen herrschen. Aus dem Vorkommen mächtiger Bimssteinlagen unter dem gegenwärtigen Alluvialboden am unteren Patucafluß darf man auch schließen, daß in jenen Gegenden einst ebenfalls mariner Aufschüttungsboden zutage getreten sei.

Rein äolische Aufschüttungsböden gibt es im südlichen Mittelamerika nicht; die offenen Landschaften sind nicht ausgedehnt und nicht vegetationsarm, das Klima nicht trocken genug, um das nötige Material für Bildung größerer äolischer Absätze zu liefern. Aber überall im Gebiet der Savannen und Strauchsteppen, in geringem Grade auch in dem der Eichen- und Kiefernwälder werden den Winden, namentlich auch unter der Beihilfe menschlichen Verkehrs oder der Huftritte von Pferden, Hornvieh usw. größere oder kleinere Mengen staubartigen Materials den Winden überliefert, die sie vorzugsweise in den Vertiefungen des Geländes wieder abladen. So sind dort neben fluvialen und auch wohl lakustrem Material vielfach äolische Massen abgesetzt; sie sind aber nicht besonders ausgezeichnet worden, da das vom fließenden und spülenden Wasser in jene Geländevertiefungen gebrachte Material wesentlich bedeutungsvoller ist.

Ist der Untergrund in den Geländevertiefungen wasserundurchlässig, so daß sich zeitweise stagnierendes Wasser auf weiteren Strecken ansammeln kann, so findet man einen grauen, von organischen Resten durchsetzten Tonboden vor, der sich in der Regenzeit zum zähen Kot umbildet, in der Trockenzeit aber austrocknet und von zahlreichen tiefen Rissen

---

[1]) Beiträge zur physischen Geographie von Honduras (Zeitschr. Ges. f. Erdkunde, Berlin 1902, S. 55).
[2]) Rep. Nic. Can. Comm. 1897, S. 479 ff.
[3]) Ebenda S. 97 f.
[4]) Diese Ausführungen Onderdonks stehen in Widerspruch mit dem Bericht von E. S. Wheeler (Rep. Nic. Can. Comm. 1897—99, S. 61 f.), der feststellt, daß 11 Monate im Jahre eine südliche Küstenströmung herrsche und nur einen Monat eine nördliche; er glaubt daher, daß die gesamte Sandbewegung auf Küstenversetzung zurückzuführen wäre.

durchzogen ist; es ist hier gleichgiltig, ob (wie gewöhnlich) vulkanische Tuffe oder ob die von den nächsten Anhöhen herabgespülten und herabgewehten Stoffe oder ob geröllarmes, von Flüssen und Bächen niedergebrachtes Material die Geländevertiefung erfüllen — unter dem Einfluß der langdauernden periodischen Durchsumpfung und Wiederaustrocknung entsteht immer der genannte graue Tonboden, auf dem nur besonders organisierte Pflanzen gedeihen können: genügsame Gräser und Dornsträucher, im Tiefland — unter etwa 600 m — auch Crescentiabäume, spanisch Jícaros, nach denen man diese, von den Reisenden gefürchteten Landstriche *Jicarales* nennt. Ihre Verbreitung ist auf der Karte angedeutet worden. Dagegen sind die chemischen *Absätze heißer Quellen*, die namentlich in der Nachbarschaft der Vulkane häufig auftreten, aber nur ganz minimale Ausbreitung besitzen, ihrer Bedeutungslosigkeit wegen nicht ausgezeichnet worden.

V. Nachtrag.

Nach Abschluß dieser Arbeit erschien im Druck die Dissertation »Beitrag zur Kenntnis der Gesteine der Republik Honduras« von Alexander v. Napolski, Leipzig 1904.

Während der Drucklegung erhielt ich eine Liste der Gesteinsbestimmungen von Herrn Bezirksgeologen Dr. Klautzsch. Ich entnehme derselben die Angaben über Eruptivgesteine der Republiken Nicaragua und Costarica. ? bedeutet unsichere Bestimmungen.

Diorit: Nicaragua, Dep. Segovia: Chuapa (Quarzglimmer-D.), Dipilto (desgl.), Suyatal (?), Rio Poteca (Quarzhornblende-D.), Biravas (?). Costarica, Prov. Guancaste: El Sardinal; Prov. S. José: S. Pablo; Prov. Cartago: Cáriñac (Quarz-D.).

Diabas: Nicaragua, Dep. Segovia: Salamají, Esperanza (serpentinisierter Diabasschiefer), Keirasa, Kyras (?); Vau Blan (?), Dep. Matagalpa: Ucalca; Dep. Chontoles: Cerro Cosmatepe, El Rejeque, El Güiscoyolar (Mandelstein), Rio de Iguas, La Libertad. Costarica, Prov. Guanacaste: zwischen Las Cañas und Rio Frio, Rio Higueron, El Sardinal, Nicoya, La Colonia; Prov. S. José: Rio Tarrazú, Rio S. Marcos, Corallillo (?); Prov. Cartago: El Paraiso, El Tambor, Guányavari (?), Kóskicha, Rio Estrella (?), Rio Coën, Rio Urén, Rio Teliri, Xirores (?).

Porphyr: Nicaragua, Dep. Segovia: Casca (Quarz-P.), Guale (Quarz-P.?); Comarca Gracias á Dios: S. Gerónimo (Quarz-P.); Dep. Chontales: S. Pedro (Granit-P.). Costarica, Prov. Guancaste: Rio Colorado; Prov. S. José: Coralillo (Felsophyr).

Porphyrit: Nicaragua, Dep. Segovia: S. Cruz, Español, Sámasca, Guale, Quá (Hornblende-P.), Rio Bocay (desgl.), Rio Poteca (desgl.), Rio Bocay und Casca (Labrador-P.), Kyras (desgl. mit Epidot); Dep. Jinotega: Paso real (Hornblende-P.); Dep. Chinandega: S. Francisco (Augit-P.), Com. Gracias á Dios: Cájcöyeri (Labrador-P.), Dep. Matagalpa: Matagalpa (Labrador-P.), Portrerillo; Dep. Chontales: La Libertad; Dep. Managua: Laguna Asososca; Dep. Rivas: Rivas, S. Juan del Sur. Costarica, Prov. Guancaste: La Cruz; Comarca Puntarenas: Cuesta de Aguacate (Augit-P.); Prov. S. José: Rio S. Marcos (Quarzhornblende-P.), Rio Tarrazú; Prov. Cartago: Rio Taina; Comarca Limon: Banano River.

Diabasporphyrit: Nicaragua, Dep. Segovia: Kyras, Kyrastigni, Keirasa, Bocay, Rio Bocay, Pancavas, Puruvas, Com. Gracias á Dios: Cajcöyeri, Cring Cring, Rio Coco; Dep. Jinotega: S. Rafael del Norte, Paso real, S. Ana, Yali, Rio Yali; Dep. Matagalpa: Matagalpa, Ucalca, Quebrada honda, Chagüitillo; Dep. Granada: Tetillas, Moivá, La Zarnoza, Mombacho, Granada; Distr. Siquia: El Chile, Medio Mundo, Gorra, Agua caliente; Dep. Chontales: Criquistraca, Rio de la Puerta, S. Agustin, El Javillo, Cosmatillo, Múgan, El Vejuco, S. Carlos, Rio de la Confirma. Costarica, Dep. Guanacaste: Belen, Bebedero, Palenque Margarita (?), Rio S. Rosa (?), Laguna de Tenorio (?), Rio Frio; Com. Puntarenas: Garavita, S. Mateo, Esparta; Prov. S. José: Rio S. Marcos, S. Miguel; Prov. Alajuela: Rio Poás, Rio Grande; Prov. Cartago: Koskicha, Hárdyukury, Rio Urén, Cáriñac, Rio Chirripó, Rio Taina, Bach Tzipirí.

Liparit: Nicaragua, Dep. Matagalpa: Olama; Dep. Carazo: S. Rafael del Sur (?).

Trachyt: Nicaragua, Dep. Managua: Vulkan Motastepe (?). Costarica, Prov. Cartago: Peralta (Hornblende-T.).

Dacit: Nicaragua, Dep. Matagalpa: El Jicaral (Perlit), Pasli (Amphibol-D.); Distr. Siquia: Agua caliente (Amphibol-D.).

Melaphyr: Nicaragua, Dep. Jinotega: Datanli; Distr. Siquia: El Cacao; Dep. Chontales: El Chile, S. Pedro, Punta Limon bei S. Carlos. Costarica, Prov. S. José: Rio Candelaria.

Feldspatbasalt: Nicaragua, Dep. Matagalpa, Metapa; Dep. Leon: Cerro Negro am Vulkan Pilas. Costarica, Prov. Alajuela: Vulkan Poas (Gang im Andesit).

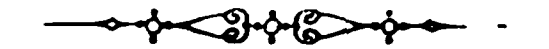
Pyroxenandesit: Nicaragua, Dep. Segovia: Bocay; Dep. Jinotega: Yali; Dep. Matagalpa: Matagalpa, Llano grande, Chagüitllo (?), Quebrada honda, El Junquillo, Agua fria, S. Ramon; Dep. Leon: Vulkan Las Pilas, derselbe: Vulkan D, derselbe: Cerro Negro, derselbe: Cerro de Hoyo, Malpaisillo, Westgipfel und Lavastrom des Vulkans Rota; Dep. Masaya: Masaya; Dep. Granada: Las Islas, La Zarnoza, Vulkan Mombacho; Dep. Managua: See Apoyo auf Chiltepe, Vulkan Pacayita, See Asososca; Dep. Chontales: Cosmatepe, Chavarria, Punta Limon bei S. Carlos. S. Carlos; El Rejeque, Múgan. Costarica, Prov. Guanacaste: Huacas, Liberia, Rio S. Rosa (?), Laguna de Tenorio (?), Palenque Margareta (?), zwischen Cañas und Rio Frio, Prov. Alajuela: Vulkan Poas (?), Prov. S. José: Coralillo; Prov. Cartago: Vulkan Irazú, Vulkan Turrialba, Las Ánimas, Duruy, Cáriñac; Com. Limon: Lomas, La Florida.

Amphibolandesit: Nicaragua, Dep. Segovia: Los Planes, Ciudad Antigua, S. Gerónimo, Rio Telpaneca; Dep. Jinotega: Gamalote, S. Rafael del Norte, Yali; Dep. Matagalpa: Matagalpa, Chagüitillo, Concepcion, Sébaco, Ucalca, S. Ramon, Real de la Cruz, Muymuy, El Jicaral, Rio Viejo; Com. Gracias á Dios: Múcu sirpi; Distr. Siquia: Agua caliente, Medio Mundo; Dep. Leon: Vulkan S. Clara, Vulkan Rota, Ostgipfel; Dep. Managua: Laguna de Nejapa. Laguna de Apoyo auf Chiltepe; Dep. Granada: Vulkan Mombacho; Dep. Chontales: Rio de la Puerta, Chavarria (mit Tridymit), El Vejuco, Comoapa, El Chile, Acoyapa, Rio Juigalpa, El Javillo, S. Ubaldo. Costarica, Prov. Guaucaste: La Cruz, S. Rosa, Las Cañas, Vulkan Orosí, Cerro pelado; Com. Puntarenas: S. Mateo; Prov. S. José: Corallilo; Prov. Cartago: Cartago, Las Animas, Kóskicha, Hardyukuri, Rio Urén, Rio Coen, Guanyavari, Xiquiari, Com. Limon: Banano River.

Amphibolpyroxenandesit: Nicaragua, Dep. Granada: Las Islas; Dep. Chontales: Comoapa. Costarica, Prov. Alajuela: Alajuela; Prov. Cartago: Tuis, Rio Cabeza del Chancho, Rio Taina; Com. Limon: Las Lomas.

Andesit: Nicaragua, Dep. Matagalpa: Jicaral (porphyritisch); Dep. Chontales: Pueblo viejo (desgl.); Dep. Leon: Las Pilas (Pechstein); Dep. Granada: Asese (desgl.).

Ein Vergleich dieser Bestimmungen mit den Ausführungen meiner Arbeit zeigt, daß die Porphyre und Melaphyre in Nicaragua keine so große Verbreitung besitzen, als Mierisch angenommen hatte, daß dagegen der Diabas häufiger vorkommt, als ich glaubte, so besonders auf der Halbinsel Nicoya; es gewinnt dadurch Hersheys Annahme an Wahrscheinlichkeit, daß Diabas die Halbinsel Azuero zum großen Teile aufbaue.



Druck von Justus Perthes in Gotha.

GEOLOGISCHE KARTE DES SÜDLICHEN MITTELAMERIKA.

Von Dr. Karl Sapper.

1 : 1.750.000

Kilometer.

- ——— Reisen Dr. K. Sapper's
- – – – Hills Reisen
- ……… Karl v. Seebach's Reisen in Guanacaste
- –·–·– Die wichtigsten Reisen Pittier's
- –·–·–·– Die wichtigsten Reisen Mierisch's

Zeichen	Erklärung
Gr	Granit
(punktiert)	Syenit
AE	Diorit (D) Hornblendegranit, Quarzdiorit (HGr)
Db	Diabas
E	Jüngere Eruptivgesteine: Porphyr (P) Melaphyr (M) Basalt (B) Andesit (A) Ringolit (R) Dacit (Dc)
Sp	Serpentin
Az	Azoische Formationen: Gneiss, Glimmerschiefer, Phyllit
S	Alte Schiefer u. Quarzite (wohl paläozoisch)
Qzt	Quarzit
T	Tegucigalpaformation: Triasische Mergel, Schiefer, Conglomerate etc.
M	Metapan-Schichten: Cretaceische Mergel, Sandsteine, Schiefertone u. Conglomerate
K	Kalksteine: Krystallinische Kalke (KK) Kreidekalk (Cr K) Tertiaerkalk (tk)
t₁	Alttertiaere Sandsteine, Tone, Mergel u. Conglomerate (Oligocaen)
Mi	Miocaene Schichten
jt	Jungtertiaere (in Costarica pliocaene) Schichten
q	Quartaere Ablagerungen, Alluvium u. Diluvium
q	Vulkanische Sande, diluvialer Gebirgsschutt (dil)

GROSSER OZEAN

KARAIBISCHES MEER

GOLF VON PANAMA

Westliche Länge v. Greenwich.

SKIZZE einer BODENKARTE des SÜDLICHEN MITTELAMERIKA.

Von Dr. Karl Sapper, 1903.

1 : 4.000.000


Kilometer

Farbenerklärung:

Zeichen	Erklärung
EF	Eluvialböden der feuchten Gebiete
ET	" " trockenen "
EV	" gemischt mit vulkanischem Material
V	Vulkanischer Aufschüttungsboden (primaer)
A	Fluvialer " "
MA	Mariner " "
S	Sand- u. Schotterboden
M	Mangroveboden
AV	Alluvialboden, gemischt mit vulkan. Material
J	Jicarales

C. Schmidt.

GOTHA: JUSTUS PERTHES
1905.



C. Schmidt.
GOTHA: JUSTUS PERTHES
1905.

Profil Nº 1.

Prof. Nº 2.

Prof. Nº 3.

Prof. Nº 4.

Prof. Nº 4 (Schluss).

Prof. Nº 5.

Prof. Nº 5 (Schluss).

Prof. Nº 6.

Prof. Nº 6 (Schluss).

Prof. Nº 7.

Prof. Nº 8.

Prof. Nº 9.

Prof. Nº 10.

Prof. Nº 10 (Schluss).

Prof. Nº 12.

Prof. Nº 14.

Prof. Nº 15.

Prof. Nº 16.

Prof. Nº 17.

Prof. Nº 19.

Prof. Nº 20.

Prof. Nº 21.

Prof. Nº 22.

Prof. Nº 24 (Hayes).

Prof. Nº 27 (Gabb).

Prof. Nº 28 (O. H. Hershey).

Prof. Nº 29 (Marc. Bertrand u. Ph. Zürcher).

Gamboa-Formation (Oligocaen)

GEOLOGISCHE PROFILE VOM SÜDLICHEN MITTELAMERIKA.

Von Dr. Karl Sapper.

Längenmafsstab 1:500.000, Höhe 1:200.000.

Höhen in Meter.

Stadt, Dorf, Gehöft, Weiler, Unbewohnte Punkte.

Erklärung des geolog. Kolorits s. Taf. 1.

C. Schmidt.

GOTHA: JUSTUS PERTHES
1905.

El Roblar, 525
645
Quieranóno, 870

GEOLOGISCHE PROFILE VOM SÜDLICHEN MITTELAMERIKA.

Von Dr. Karl Sapper.

Erklärung des geolog. Kolorits s. Taf. 1.

Profil Nº 13.

Agua caliente, 35
Rio Benque, 70
S. Antonio, 100 (La Gorra)
Las Iguanas, 110
El Cacao, 180
Medio Mundo, 190
250
El Raton
255
Rio Vejuco, 210
El Mentiroso, 340
Mugan, 350
265
Rio Mico (Paso Magara) 230
Rio Mico (Paso Zapote)
Toff
430
La Piedra, 415
Bach, 350
440
Bach, 370
S. Tomas, 455
Casa de Piedra, 360
370
Rio Mico, 305
S. Pedro, 350
450
Rio Mico, 425
La Libertad, 490
Cosmatillo, 555
580
El Naranjal, 470
Fluss, 430
Coyol, 405
430
Rio Juigalpa, 220
300
Chavarria, 280
Bach, 240
500
425
Rio Iguas, 280
El Saquito, 325
330
La Guapa, 285
470
Rio Cangrejal
Llano de las Lajas, 295
Flussbett, 310
375
Rio Veracruz, 285
340
Comalapa, 320
530
El Roblar, 525
645
Quiteraño, 570
Comoapa, 560
640
Boaco viejo, 540
625
Bach, 630
Ventaron, 600
590
Rio de la Confirma, 500
El Carmen, 595
Caña de Tule
645
Sácal, 330
Fluss, 360
El Paraiso, 380
La Esperanza, 350
360
Rio de la Puerta, 275
Hato viejo, 310
Tierra azul, 310
Rio Olama, 290
Hac. Olama, 350
Hac. 360
Muy Muy, 360
Rio Grande, 290
S. Gerónimo, 360
Fluss, 340
500
680
680
Ucalca, 555
600
Bach, 556
Rio S. Ramon, 570
660
S. Ramon, 650
860
Matagalpa, 705
Diabas

Prof. Nº 18.

Puntarenas
Esparta, 220
Rio Paires, 213
Rio Jesus Maria, 122
Garavita Fluss, 244
S. Mateo, 280
Fl. 274
Fl. c. 300
Bach
Aguacate, c. 1050
Boca del Monte, 890
Atenas, 680
Rio Grande, 460
q (vulkan. Sande)
V. Poas, 2640
Alajuela, 920
Desengaño, 1830
V. Barba, 2230
Heredia, 1130
S. José, 1130
1580
Cartago, 1440
V. Irazú, 3414
V. Turrialba, 3325
Tucurrique
Pavas
Turrialba, 630
Rio Reventazon, 530
Suiza, 610
Tuis, 700
Gracias á Dios, 970
Mata del Guineo, 900
930
Rio Cabeza del Buey, 590
730
Bach Cabeza del Chancho, 730
Casa vieja, 530
Rio Pacuare
El Surtubal, 980
El Copal, 1160
Moravia, 1100
Arenal, 1100
1260
Bach Tzipiri, 1100
1390
1270
Rio Bururi, 570
Rio Churipo, 575
Nari, 590
950
Xiquiari, 720
El. 670
1310
Kóskicha, 1380
Sarchiicha, 1510
Naitzatn, 1500
1590
Tzimóñuga, 1530
Muina, 780
R. Taina
R. Yurai, 720
Kariguicha, 920
Bach, 730
Bach Gudnyarari, 750
Bach, 780
905
Bach, 710
R. Uren, 600
R. Tuendu, 590
Bach, 590
Coquematz, 620
R. Coen, 300
Boca del Mirin, 200
Boca del Coen, 80
Xuregri, 40
Rio Estrella, 10
Xici, 15
Durui, 15
Dos Bocanas, 25
490
Rio Xirores, 90
Xirores, 50

Prof. Nº 18. (Schluss)

Rio Xirores, 90
Xirores, 50
Surecar, 35
Sipurio, 35
Cuabre, 10
190
Bach, 90
Old Harbour
Korallen

Prof. Nº 23. (Mierisch) Jinotega–Pispis

Jinotega, 1050
E (Porphyre u. Melaphyre)
Rio Zapote, 650
Rio Tuma, 435
685
R. Guasaca, 340
Peña blanca, 855
Rio Vilvul, 390
820
Rio Vijao, 475
Rio Yauzca, 205
350
Rio Vásalala, 225
335
Cusuli, 105
Rio Cuvali
Rio Hiyas, 75
Rio Aguacaliente, 150
(Andesit)
380
(Porphyrit etc.)
R. Tipo
Rio Labú, 120
(Andesit)
420
(Porph. u. Mel.)
(Basalt)
(Porph.)
(Basalt)
(Porph.)
(Bas.)
(Porph.)
Urani, 75
Constancia, 90
Rio Matis, 185
E (And.)
425
Rio Banbana, 240
Salto del Rio Pispis, ca 100

Prof. Nº 25. (Hayes)

Nicaragua See, 33
S. Carlos
S. Francisco
Melchorita
Melchora
Medio Queso
Palo de Arco
Isla Grande
Boca negra
Rio Savalos
Rio Poco Sol
S. Cruz
Castillo viejo
Rio Bartolo
Balas Schnellen
Pilares Schnellen
Isla Campana
Oligocaen
Machuca Formation
Conchuela
Boca S. Carlos
Ochoa
Florida Lagune
Rio S. Francisco
Caño Chanchos
Östliche Wasserscheide
Tuffe
Greytown
Meer

Prof. Nº 26. (Pittier)

Rio Conte
Sdst.
Rio Colorado
Rio Corredor
Gestein ?
Rio Jaba
Rio Esquinas
Sabana de Limon
Rio Grande
Terraba, 274
Rio Diquis
Buenos Aires, 296
Rio Huaca
Gr. u. Alt. Er.
S. José Cabécar
Xirores
490
Dos Bocanas, 25
Durui, 10
Rio Estrella
Buruákur Bach
Westfalia
Meer

C. Schmidt.

GOTHA: JUSTUS PERTHES
1905.

Island.

Grundriß der Geographie und Geologie.

Von

Prof. Dr. **Th. Thoroddsen.**

I.

Mit Karte und 9 Figuren im Text.

(ERGÄNZUNGSHEFT No. 152 ZU »PETERMANNS MITTEILUNGEN«.)

GOTHA: JUSTUS PERTHES.
1905.



Inhaltsverzeichnis.

Figuren im Text.

Karte.

I. Allgemeine Oberflächenverhältnisse.

1. Topographischer Überblick. 2. Allgemeine Skulptur des Basalt- und Brecciegebirges. 3. Hochland. 4. Tiefland. 5. »Sandar«, Flugsand und »Móhella«. 6. Täler, Kare und Zirkustäler. 7. Flüsse. 8. Seen.

Island ist ein vulkanisches Plateauland, zerklüftet von Bruchlinien und von Fjorden eingekerbt. Schon die allgemeine Morphologie und die äußere Skulptur zeigen in großen Zügen die geologische Geschichte des Landes. Masseneruptionen von Lava und dann von Asche und Schlacken, darauf fortgesetzte Senkungen in großem Maßstabe, später ein beständiger Kampf zwischen Feuer und Eis; alle diese nach großem Maßstab bemessenen geologischen Phänomene haben dem Lande ein eigentümliches Gepräge aufgedrückt. Ein flüchtiger Blick auf die Karte zeigt uns, daß Island anders ist, als die meisten anderen Länder; da finden sich keine Bergketten im eigentlichen Sinne, sondern das Land wird fast gänzlich von einem verhältnismäßig ebenen Hochplateau eingenommen, dessen Grundmasse Basalt ist, und aus diesem erheben sich wieder kleinere Tuff-Breccie-Plateaus, die mit Eis bedeckt sind. Dem Forscher begegnet hier ein Vulkanismus, der an die gewaltigen Ausbrüche der Tertiärzeit erinnert, denn noch heutigentags kommen aus meilenlangen Spalten Masseneruptionen zum Vorschein; er kann in der Jetztzeit auf Island die glazialen und fluvioglazialen Phänomene studieren, die am Schlusse der Eiszeit eine so große Bedeutung für die Bildung der Oberfläche von Nord- und Mitteleuropa hatten, sowie die Wechselwirkung zwischen Vulkanen und Gletschern besser als sonst irgendwo untersuchen.

In dem Folgenden will ich versuchen, nach den Erfahrungen, die ich auf meinen Forschungsreisen in den Jahren 1881—98 gesammelt habe, eine allgemeine Übersicht über Islands physische Geographie und Geologie zu geben. Ich will die Grundzüge im Bau des Landes klar zu legen suchen, aber detaillierte Lokalbeschreibungen vermeiden außer da, wo sie zum Verständnis notwendig sind. Bezüglich speziellerer Verhältnisse werde ich mir erlauben, hier und da unter dem Text auf Arbeiten von mir selbst und anderen hinzuweisen. Gleichzeitig hoffe ich, daß diese Schrift als erläuternder Text zu meiner geologischen Karte von Island dienen kann, die 1901 vom Carlsberg-Fond in Kopenhagen herausgegeben wurde. Ich bin nun beinahe 30 Jahre lang ausschließlich mit Forschungen über Islands Geographie, Geologie und allgemeine Naturverhältnisse beschäftigt gewesen, sowie mit Studien in bezug auf Leben, Ernährungswege und Geschichte des Volkes, und es wird lange währen, bis all das gesammelte Material bearbeitet werden kann, doch hoffe ich, in diesem Buche einen Überblick über die Hauptresultate meiner Arbeiten auf orographisch-morphologischem und geologischem Gebiet geben zu können. Gleichzeitig muß ich den Leser um Nachsicht mit möglichen Mängeln ersuchen und ihn zu bedenken bitten, daß die Untersuchungen meist unter recht schwierigen Verhältnissen vorgenommen sind.

1. Topographischer Überblick.

Bevor wir zu einer näheren Schilderung der physisch-geographischen und geologischen Verhältnisse übergehen, wollen wir zur Orientierung mit einer kurzen Übersicht über Islands allgemeine Topographie beginnen. Island hat eine Größe von 104 785 qkm und ist auf drei Seiten von Fjorden und Buchten sehr zerschnitten, während die Südküste der Einschnitte fast ganz ermangelt; dies steht, wie wir später näher begründen wollen, in engem Zusammenhang mit dem geologischen Bau des Landes. Die Fjorde finden sich nur da, wo tertiäre Basaltmassen bis an die Küste hinaustreten, während die jüngeren Tuffgegenden, welche hauptsächlich der Sitz der Vulkane und Gletscher der Jetztzeit sind, keine Einschnitte haben. Island hat eine Küstenlänge von gegen 6000 km, wovon beinahe ein Drittteil auf die nordwestliche Halbinsel fällt. Das Land ist ein mächtiges Hochland von ca 500 bis 1000 m Höhe, von dem wieder eisbedeckte kleine Plateaus sich bis zu 14—2000 m erheben. Die Tiefländer haben im Verhältnis zum Hochland eine sehr geringe Ausdehnung (1:15), besitzen aber die größte ökonomische Bedeutung, da der Anbau fast ausschließlich an Tiefland, Küsten und Täler gebunden ist. Das Hochland kann wegen des rauhen Klimas nicht bebaut werden und nur in den äußeren und niedrigeren Teilen finden sich Sommerweideplätze für die Schafe, im Innern aber nur wenige und sehr kleine grasbewachsene Flecke, wo die verkrüppelte Vegetation jedoch nur 2—2½ Monat im Jahre hervorkommt.

Durch Breidifjördur und Húnaflói wird die nordwestliche Halbinsel vom Hauptlande abgeschnitten und es entstehen so zwei Hochländer, ein kleineres und ein größeres. Die Landenge (zwischen Gilsfjördur und Bitrufjördur), welche die nordwestliche Halbinsel mit dem Hauptlande verbindet, hat eine Breite von 7 km und eine Höhe von 228 m. Die Küste ist überall von steilen, dunkeln Abhängen begrenzt, die sich an vielen Stellen schroff, 400—500 m hoch aus dem Meere erheben. Sie sind überall aus wagerechten oder wenig geneigten Basaltschichten aufgebaut, die sich mit kleinen Absätzen eine aus der anderen bis zum Rande des Berges erheben und oft von weitem senkrechten schwarzen Wänden gleichen. An vielen Stellen stürzen kleine und große Bäche mit Fällen und Kaskaden über die Abhänge herab; diese sind im Laufe der Zeit durch die Erosion zernagt worden, so daß sich unzählige Klüfte, Tälchen und Kare, Kämme und Bastionen gebildet haben. Klimmt man auf das Hochland selbst hinauf, so zeigt es sich, daß Fjorde und Täler regelmäßig durch das Plateau hindurch bis unten eingeschnitten sind, und ist man hoch genug gestiegen, so schweift der Blick frei über große Weiten, die Täler und die Fjorde verschwinden oder erscheinen als unbedeutende Klüfte; man sieht eine einförmige Hochebene, bedeckt mit losen eckigen Felsblöcken und fleckig von großen Schneehaufen; es ist oft schwer, über ein Meer von Felsstücken hinweg zu kommen, zwischen denen der Grus und der Lehm oft vom Tauwasser aus den vielen Schneeflecken aufgeweicht sind. Während die Abhänge und die Talgründe unten an der See oft verhältnismäßig üppig mit Gras, Heidekraut und Buschwald bewachsen sind, sieht man hier oben nur da und dort eine verkrüppelte Alpenpflanze, die im Schutze der großen Felsblöcke ein kümmerliches Dasein führt. Das Plateau hat eine durchschnittliche Höhe von ca 600 m und wo es am höchsten ist, sammeln sich die Schneehaufen zu Firnkuppen, Gláma nach SW, Drangajökull nach NO. Auf der nordwestlichen Halbinsel finden sich keine Tiefländer, nur ein schmaler Küstenstreifen, der durch die Arbeit der Brandung bei einem höheren Meeresniveau entstanden ist. An das schmale Küstenland längs der Fjorde ist die Bevölkerung gebunden und hauptsächlich darauf angewiesen, sich ihren Lebensunterhalt auf der See zu erwerben, hier wird daher große Dorschfischerei betrieben, besonders am Isafjardardjúp, und die Einwohner sind tüchtige Seeleute. Wo der Küstenstreifen etwas breiter und die

Täler etwas grasreicher werden, wie an der Nordküste des Breidifjördur (Bardaströnd) und am Steingrímsfjördur, lebt die Bevölkerung von der Schafzucht; wo die Fjorde sehr klein, die Berge steil sind und das Küstenland verschwunden ist, wie an der Küste im S des Nordkaps, lebt die Bevölkerung fast ausschließlich vom Vogelfang an den steilen Küstenfelsen.

Das andere und größere Hochland, welches die Hauptmasse von Island bildet und beinahe die ganze Insel ausfüllt, ist im SO am höchsten, wo die großen Schneemassen des Vatnajökull ein Areal von 8500 qkm bedecken. Die Höhenachse des Landes geht von NW nach SO, ungefähr vom inneren Ende des Hvammsfjördur nach dem Hornafjördur, es ist jedoch kein zusammenhängender Rücken, sondern eine Reihe schneebedeckter Kuppen, die durch breite Vertiefungen voneinander getrennt sind. Diese schnee- und eisbedeckten Kuppen sind eigentlich eine Reihe kleinerer Plateaus, die sich aus dem Hauptplateau zu einer absoluten Höhe von 1400—2000 m erheben; relativ 600—900 m über dem inneren Hochlande. Die östlichste der großen Jökull-Kuppen ist der Vatnajökull, der vom Tungnafellsjökull durch das Vonarskard (1000 m) geschieden ist; zwischen Tungnafellsjökull und Hofsjökull liegt die breite Senkung Sprengisandur (650 m); westlich vom Hofsjökull, zwischen diesem und dem Langjökull liegt der Kjölur oder Kjalvegur (600 m) und zwischen Langjökull und Eiríksjökull das Flosaskard (800 m). Die Hochebenen im Norden der letzten Schneeberge die zum Teil sehr reich an Seen und Sümpfen sind, führen verschiedene Namen, wie: Stórisandur, Grímstungnaheidi, Arnarvatnsheidi, Tvídægra und Holltavörduheidi. Drinnen im Hochlande schneiden sich viele Täler ein, vornehmlich nach N und O, und zwischen den Tälern verzweigen sich lange Gebirgsausläufer — durch Erosion zerschnittene Plateaustücke — hinaus nach dem Meere zu; das bedeutendste von diesen ist das Gebirgsmassiv, das zu oberst vom Mýrdalsjökull gekrönt wird und sich nach S erstreckt. Das innere Hochland besteht hauptsächlich aus graslosen Wüsten, doch ist deren Oberfläche, nach der geologischen Beschaffenheit des Grundgebirges, etwas verschieden. Wo Basalt oder Dolerit die Unterlage bildet, ist die Oberfläche mit einem Meere kantiger Felsblöcke bestreut, die vom Frost auseinandergesprengt sind; wo sich Tuff und Breccie finden, ist die Oberfläche meist mit Grus und schlackigen Lavastücken bedeckt, die durch die Verwitterung aus der Breccie herausgelöst sind. Die Lavafelder bedecken im Innern sehr große Areale und sind beinahe gänzlich von Vegetation entblößt; einen trostloseren Anblick kann man sich kaum denken, soweit das Auge reicht, liegt die Erde unter einer kohlschwarzen, erstarrten Masse, es ist keine Spur von Leben vorhanden und eine bedrückende Stille liegt über der Natur. Die größten Lavawüsten im Innern sind Ódádahraun (3500 qkm), Kjalhraun und Hallmundarhraun. Außer den großen Jökull-Kuppen finden sich auch hier und da auf dem Hochlande einzelstehende hohe Berge, nördlich vom Vatnajökull u. a. Herdubreid (1660 m), Snæfell (1822 m) und Dyngjufjöll (1400 m), eine große vulkanische Berggruppe, mit dem Kratertal Askja, im S des Langjökull Ok (1188 m), Hlödufell (1163 m) und Skjaldbreid (1063 m).

Mehrere lange Ausläufer und Verzweigungen erstrecken sich vom Hochlande in allen Richtungen zwischen die Täler und Tiefländer hinaus. Nach W gehen zwei vulkanische Bergketten hinaus auf die Halbinseln Reykjanes und Snæfellsnes. Die Bergkette auf Reykjanes zerfällt in mehrere kleinere Plateaus mit Reihen von Kratern und vulkanischen Berggipfeln und senkt sich mehr und mehr nach W, so daß der äußerste Teil der Halbinsel aus tiefliegenden Lavafeldern mit einigen einzeln stehenden niedrigen Berggipfeln besteht; die östlichsten Hochebenen auf Reykjanes haben eine Höhe von 600 m mit einigen höheren Gipfeln (Hengill 771 m), weiter nach W markiert sich der einzeln stehende, regelmäßig-kegelförmige Tuffberg Keilir (389 m), der weithin sichtbar und sehr charakteristisch ist. Im N der Bergreihe auf Reykjanes am inneren Ende des Faxaflói treten verschiedene Bergzungen und Bergmauern an das Meer hinaus; zu den bekanntesten gehört Esja (820 m)

auf Kjalarnes, Thyrill und Botnssúlur (1104 m) am Hvalfjördur, ferner der Liparetkegel Baula (910 m), die südliche Skardsheidi (1037 m) u. a. m. Die Bergkette, die sich auf Snæfellsnes nach außen erstreckt, endet mit dem schönen, eisbedeckten alten Vulkan Snæfellsjökull (1436 m) und ist, im ganzen genommen, sehr vulkanisch; sie ist schmäler als die Bergkette auf Reykjanes, dafür aber bedeutend höher, und es findet sich hier eine Reihe langer, sägeförmig gezackter Bergkämme und isolierter Gipfel; von diesen sind hervorzuheben Grímsfjall (812 m), Hólsfjall (671 m) und Raudukúlur (824 m). Am inneren Teile des Breidifjördur schneiden viele grasreiche Täler in das Hochland ein (Dalasýsla), und eine breite felsige Landspitze schiebt sich hinaus zwischen Hvammsfjördur und Gilsfjördur; sie wird von nahezu lotrechten Bergwänden begrenzt und von der Spitze Klofningur (501 m) abgeschlossen; ihre größte Höhe erreicht sie im Hafratindur (922 m).

Im Nordlande gehen mehrere mächtige Gebirgsmassive vom Hochlande auf die Halbinseln zwischen den Fjorden hinaus. Von den inneren Fjordenden erstrecken sich lange Täler in das Land hinein und durch die unzähligen größeren und kleineren Verzweigungen dieser Täler werden die Berge in eine Menge Rücken und Gipfel, Felsengräte und Kämme geteilt, die sich jedoch bei genauerem Zusehen als aus einem ursprünglich zusammenhängenden Plateau ausgeschnitten erweisen. Vom Húnaflói gehen verschiedene Täler aus, von denen die westlichsten schmal sind, während die östlicheren, breiteren und fruchtbareren (Vídidalur, Vatnsdalur und Blöndudalur) unten gegen das Tiefland Thing am inneren Ende des Húnafjördur ausmünden. Húnaflói und Skagafjördur sind durch eine Reihe von Bergen geschieden; von diesen sind besonders Mælifellshnúkur (1091 m) und Tindastóll (1058 m) hervorzuheben; in ihrem äußersten Teile ist die Halbinsel Skagi viel niedriger und mit Höhenzügen und Hügeln besetzt. Die große Halbinsel zwischen Skagafjördur und Eyjafjördur bedecken steile und mächtige Gebirgsmassen, die von zahlreichen Tälern durchschnitten werden, darunter Hjaltadalur von W, Svarfadardalur, Hörgárdalur und Öxnadalur von O. Auf dieser Halbinsel finden sich die größten Höhen des nördlichen Island (Vindheimajökull 1447 m, Kerling 1350 m, Rimar 1261 m, Heljarfjall 1252 m), und an manchen Stellen sind nicht unbedeutende Gletscher. Vom Eyjafjördur geht ein ansteigendes langes Tal aus, im O davon erstreckt sich noch ein breiter Ast des Hochlandes hinaus auf die Landspitze zwischen Eyjafjördur und Skjálfandi, wo sich die wilden und rauhen Berge bis zu 1200 m Höhe erheben, und mitten in dieses Gebirgsmassiv schneidet sich die Fnjóská ein, die in den Eyjafjördur mündet. Diese Berge fallen nach O steil gegen das 100 km lange Bárdardalur ab, hier wird durch eine Dislokation eine geographische und geologische Grenze gebildet, und das Land ist östlich von diesem Tale viel niedriger und erhält einen anderen Charakter, außerdem ist die Gesteinsart eine andere, nach W überwiegend Basalt, nach O vorherrschend Tuff und Breccie. Im O des Bárdardalur senkt das Hochland sich allmählich nach dem Meere zu, und hier finden sich Ansiedlungen nicht bloß an der Küste und in den Tälern, sondern auch stellenweise auf dem Hochlande selbst: die Mývatnssveit 300 m ü. M., die Fjallabygd östlich von der Jökulsá í Axarfirdi 400—500 m ü. M. Am Mývatn sind oben auf dem Hochlande mehrere einzeln stehende hohe Berge: Bláfjall (1225 m), Sellandafjall (1002 m), Hlídarfjall (790 m) u. a. m. Im O der Jökulsá erstreckt sich das Hochland ununterbrochen bis zum Jökuldalur, hat aber doch mehrere von N nach S gehende Bergketten, darunter den Dimmifjallgardur und einige einzelne Berge, wie: Smjörfjall (1211 m).

Der östliche Teil von Island wird mit einem Namen Austfirdir genannt. Das Land ist hier nach der Küste zu sehr gebirgig und von tiefen Fjorden zerschnitten, die von sehr hohen und steilen Klippen und Felswänden begrenzt werden. Vom Hjeradsflói erstrecken sich zwei 80—90 km lange Täler landeinwärts in südlicher Richtung; diese Täler, die sich

unten vereinigen, heißen Jökuldalur und Fljótsdalshjerad, letzteres liegt hinter der Fjordpartie des Ostlandes und schneidet diese von dem inneren Hochlande ab, welches hier etwas niedriger ist als die Küstenberge; unter diesen können folgende Bergspitzen hervorgehoben werden: Dyrfjöll (1131 m) und Beinageitarfjall (1103 m) nach N, Búlandstindur (1063 m) nach S, ferner die Gletscherberge Thrándarjökull und Hofsjökull mit einer Höhe von 11—1200 m. Am Hornafjördur verändert sich der Charakter des Küstenlandes gänzlich, denn hier ist das Hochland unter Schnee- und Eisfeldern begraben, die sich über 8500 qkm weit erstrecken, der niedrige und schmale, sandige Küstensaum wird von Gletscherwasser überrieselt, das von den vielen Gletschern herabströmt, die aus jeder Kluft und jedem Tale hervortreten; dahinter aber liegen die gewaltigen Schneeflächen des Vatnajökull, eine kleine Ausgabe des grönländischen Inlandeises. Aus dem Rande des Jökull treten hier und da Berge und Spitzen heraus und von diesen ist der Vulkan Öræfajökull (2119 m), Islands höchster Berg, der bedeutendste; von anderen bekannten Bergen sind ferner hervorzuheben: Afrjettartindur (1205 m), Birnudalstindur (1350 m), Stórhöfdi (1415 m) und Lómagnúpur (770 m). Westlich von dem letztgenannten Berge treten die Gletscher von der Küste zurück und das Hochland setzt sich mit einem niedrigen Bergrande bis zum Mýrdalsjökull fort, einem Schneefelde, das den obersten Teil des südlichsten Hochlandausläufers bedeckt und ein Areal von 1000 qkm hat; es erreicht im Vulkan Eyjafjallajökull eine Höhe von 1705 m; auch ein anderer, sehr tätiger und gefährlicher Vulkan, Katla, verbirgt sich unter den Gletschern des Mýrdalsjökull. Westlich von diesem Gletschergebiet entfernt sich das Hochland wieder von der Küste; der Mýrdalsjökull wird durch das tiefe Tal des Markarfljót vom Tindafjallajökull geschieden und nördlich von diesem liegt der ovale vulkanische Torfajökull (1400 m) nebst dem berühmten Vulkan Hekla (1557 m). Im NW der Hekla, in der Nähe des Geysir, entfernt sich das Hochland am meisten von der Küste, biegt aber von dort wieder nach W um gegen die Halbinsel Reykjanes.

Die Tiefebenen auf Island haben nur eine geringe Ausdehnung, im Nord- und Ostlande gibt es keine Flachländer mit Ausnahme der größeren Talmündungen; größere Tiefebenen finden sich nur im Süd- und Westlande, doch haben sie nur geringe Ausdehnung im Verhältnis zu den Gebirgsländern und Hochebenen. An der Südküste ist das Land nächst dem Meere gänzlich flach vom Hornafjördur bis nach Reykjanes, aber an vielen Stellen ist dieses Flachland so schmal, daß es nur aus einem unbedeutenden Ufersaum besteht; an anderen Stellen erweitert es sich zu größeren Ebenen und erstreckt sich tiefer in das Land hinein. Zwischen Hornafjördur und Mýrdalsjökull wird das Küstenland durch Flußablagerungen aus den unzähligen Gletscherflüssen gebildet und besteht ausschließlich aus Sand und Grus. Wo das Tiefland häufig von reißenden Gletscherflüssen überschwemmt wird, kann kein Pflanzenwuchs gedeihen, daher ist am Südfuß des Vatnajökull der Anbau an verstreute Oasen gebunden, die durch Gruswüsten und reißende, wasserreiche Gletscherflüsse voneinander geschieden sind; oft haben die Gehöfte hinauf an die Bergseiten verlegt werden müssen, um den Überschwemmungen der Gletscherwässer zu entgehen. Die Sandstrecken haben verschiedene Namen, wie: Breidumerkursandur, Skeidarársandur (oder Lómagnúpssandur), Brunasandur, Mýrdalssandur, Sólheimasandur usw. Von diesen Sandwüsten ist der Skeidarársandur die größte (ca 700 qkm). Zwischen Lómagnúpur und Mýrdalsjökull wird das Tiefland breiter und ist hier von großen Lavafeldern, Flugsand, Grus und vulkanischer Asche bedeckt, denn in der Nähe finden sich große Vulkane. Auf dieser Strecke entlang der Südküste, zwischen Hornafjördur und Markarfljót, befinden sich folgende Bezirke: Hornafjördur, Mýrar, Sudursveit, Öræfi, Fljótshverfi, Sída, Landbrot, Medalland, Álptaver; ferner am Rande des Hochlandes Skaptártúnga, sowie am Fuße des Mýrdalsjökull Mýrdalur und Eyjafjallasveit. Islands größtes Tiefland liegt zwischen der Reykjanes-Halbinsel und

dem Eyjafjallajökull und ist ca 4000 qkm groß. Das Tiefland wird hier von Tuffbergen begrenzt, die an den meisten Stellen steil zur Ebene abfallen und fast überall deutliche Spuren einer starken vulkanischen Tätigkeit zeigen. Der unterste Teil des Tieflandes erhebt sich nur unbedeutend über die Meeresfläche, doch steigt es nach dem Innern allmählich an, wo es sich zuletzt in verschiedene Talstriche verzweigt; ungefähr am Geysir erreicht es seine größte Höhe über dem Meere. Westlich von der Hekla steht das Tiefland durch eine gleichmäßige Böschung in direkter Verbindung mit den inneren Hochebenen zum großen Schaden der Ansiedlungen, weil Bimssteinstaub und Flugsand, welche große Areale im Innern decken, dadurch ungehinderten Zutritt zum Tieflande erhalten. Am Schlusse der Eiszeit hat das Meer das ganze Tiefland bedeckt und es finden sich im Lehm an den Einschnitten der Flüsse an mehreren Stellen arktische Muscheln, Walfischknochen u. dergl. mehr. Einige einzelnstehende Berge auf der Ebene (Hestfjall 319 m, Búrfell in Grímsnes 555 m, Vördufell, Mosfell usw.) haben damals als felsige Inseln aus der Meeresbucht emporgeragt. Dieses Tiefland ist zum größten Teil mit Gras bewachsen und nirgends ist Island so dicht bebaut wie hier, da diese Gegenden sich gut zur Viehzucht eignen. Die Tiefebene wird von drei sehr wasserreichen Flüssen (Markarfljót, Thjórsá und Ölfusá) und vielen kleineren durchströmt; der östliche Teil im O der Thjórsá heißt Rangárvallasýsla, der westliche Árnessýsla; diese zerfallen wieder in verschiedene Bezirke, von denen die folgenden die bekanntesten sind: Landeyjar, Fljótshlíd, Rangárvellir, Land, Hollt, Hreppar, Biskupstungur, Grímsnes, Skeid, Flói und Ölfus. Am inneren Ende des Faxaflói liegt ein anderes Tiefland (ca 1000 qkm), das durchgängig nur 20—30 m hoch ist. Es wird ebenfalls von steilen Bergen (200—500 m) begrenzt, die sich im Halbkreis um die Tiefebene gruppieren und größtenteils aus Basalt aufgebaut sind. Dieses Tiefland ist zum größten Teil mit Mooren und Sümpfen bedeckt mit vielen daraus hervorstehenden niedrigen, eisgescheuerten Basaltrücken. Der östliche Teil heißt Borgarfjördur, der westliche Mýrar. Aus der Ebene erstrecken sich mehrere Täler zwischen die Berge hinein, am bekanntesten von ihnen sind: Skorradalur, Lundareykjadalur, Flókadalur, Reykholtsdalur und Nordurárdalur; in mehreren dieser Täler gibt es eine Menge warme Quellen.

2. Die allgemeine Skulptur des Basalt- und Brecciegebirges.

Da Island hauptsächlich aus vulkanischen, basaltischen Gesteinen aufgebaut ist, herrschen in der Landschaft meist die dunkeln Farbentöne vor, besonders da, wo der Basalt Alleinherrscher ist. In einiger Entfernung würden die isländischen Basaltfelsen ein sehr düsteres Bild abgeben, wenn nicht die leuchtenden weißen Gletscher, die verstreuten großen Schneeflecke und die vielen Wasserfälle die Landschaft aufheiterten. Die Tuffelsen haben meist braune oder hellbraune Farben, wo aber schwefelsaure Dämpfe an einzelnen Stellen den Tuff umgebildet haben, entstehen rote, gelbe, weiße und bläuliche Lehmarten, die oft grell von der Umgebung abstechen. Der Liparit, der in kleinen Flecken über das ganze Land verbreitet ist, verschwindet, was die Masse betrifft, gänzlich gegenüber den herrschenden Gesteinsarten Basalt und Breccie. Dennoch machen sich die Lipariteinlagerungen wegen ihrer hellen Farbe oft in der Landschaft geltend. Gipfel aus lichtroten oder gelbem Liparit sehen von weitem aus, als wären sie beständig von der Sonne beschienen und in schwarzen basaltenen Abhängen, die dem Meere zugewendet sind, finden sich ab und zu Einlagerungen von Liparit, deren schreiende Farben durch den dunkeln Hintergrund noch auffallender werden. Diese Einlagerungen von weißem, gelbem und lichtrotem Liparit enthalten oft verzweigte Gänge von grünem Pechstein und schwarzem Basalt, Streifen und Einlagen von Bimsstein, Obsidian, Perlit, Sphärolithen usw. und haben darum ein sehr

buntes Aussehen. Solche Lipariteinlagerungen sind besonders häufig im Ostlande (z. B. Dalatangi, Bardsnes, Álptavík) und ziehen die Blicke aller Reisenden auf sich, die sich zur See der Küste nähern.

Gut die Hälfte von Ísland besteht aus Basalt und im Ostlande, Westlande und dem größten Teil des Nordlandes steigen die Basaltberge mit dunkeln und steilen Wänden aus dem Meere auf. Wo Tuff und Breccie bis an die Küste reichen, sind die Berge nur selten steil und wo sich schroffe Gehänge aus diesen Gesteinsarten finden, da werden sie von Basaltgängen und von Dolerit- und Basaltbänken zusammengehalten. Die Basaltberge an der Küste weisen sich als eine deutliche Plateaubildung aus, obgleich das ursprüngliche Plateau von Tälern und Fjorden durchklüftet ist. Die tiefen und schmalen Tal- und Fjordrinnen sind regelmäßig durch Hunderte von Basaltbänken hindurch eingeschnitten, so daß dieselben Schichten, in derselben Höhe, auf beiden Seiten zutage treten und man die terrasenförmigen Basaltbänke als Isohypsen rund um die Täler und Tiefen verfolgen kann. Oft strecken sich große Basaltgänge als Brücken in die Fjorde hinaus und setzen sich auf der anderen Seite fort, manchmal viele Meilen weit durch mehrere Fjorde und Täler. Vom Meere gesehen erscheinen die Basaltberge meist steiler als sie in Wirklichkeit sind, und auch die kleinen Terrassen oder Treppenstufen der Basaltdecken sind von weiten nicht zu gewahren, außer wenn Schnee auf ihnen liegt, oder wo — ein seltener Fall — sich ein wenig Vegetation, besonders Moose, auf den schmalen Absätzen hat entwickeln können. In den höheren Teilen des Basaltgebirges finden sich an einzelnen Stellen fast lotrechte Flächen, zusammengesetzt aus Basaltdecken beinahe ohne Stufen, auch kommt es ab und zu vor, daß die Seite eines Ganges entblößt worden ist, so daß sich der Berg wie eine mächtige glatte Wand erhebt. Sonst ist es die Regel, daß die Absätze in den Basaltbergen desto breiter werden, je tiefer man herabkommt; ganz oben treten die einzelnen Bänke nur mit einem 1/2, 1—2 m breiten Rande hervor, ganz unten in den Tälern aber und nächst dem Meere bilden die einzelnen Bänke oft mächtige Terrassen, die eine Breite von 1/4—1/2 km und darüber erreichen können. Die obere Fläche der Terrasse ist dann mit Geschiebe oder mit Morästen bedeckt und hier können lange und mächtige Schneehaufen oft bis tief in den Sommer liegen bleiben, oder sie tauen auch gar nicht auf, wenn der Sommer kalt und feucht ist. Unter den Schneehaufen haben sich die Wasserläufe lange Kanäle gegraben und stürzen in kleineren Kaskaden von einer Terrasse zur anderen. Im West- und Ostlande habe ich an vielen Orten die durchschnittliche Steigung der dem Meere und den Küsten zugekehrten Seiten der Basaltberge gemessen und sie scheinen sehr oft steiler zu sein auf der Seite, die von der Sonne abgewendet ist; auf der Sonnenseite beträgt die durchschnittliche Steigung in den meisten Fällen nur 20—25°, auf der entgegengesetzten Seite aber 30—35°. Einzelne Basaltberge jedoch können viel steiler sein, das Skessuhorn am Borgarfjördur hat z. B. eine Steigung von 48°.

Die Basaltplateaus sind am Rande von der Erosion so zerschnitten, daß sich an manchen Orten zwischen den verschiedenen Tälern und Fjorden nur schmale Kämme und Grate finden, und wenn man die höchste Höhe des Berges erstiegen hat, kann man zuweilen buchstäblich mit jedem Fuße in einem anderen Fjord stehen. Im Nordlande und auf der nordwestlichen Halbinsel kann man jedoch noch überall deutlich das ursprüngliche Plateau sehen; die Berge an den Fjorden haben ungefähr dieselbe Höhe und sind oben meist flach; hier und da stehen große tafelförmige Massen von der Erosion noch ziemlich unberührt da. An der Ostküste ist das Aussehen vieler Stellen wenig anders, das ursprüngliche Plateau ist beträchtlich höher gewesen und an vielen Stellen von der Erosion sehr mitgenommen, so daß die Bergarme zwischen den Fjorden zu Reihen von Gipfeln und Spitzen umgestaltet sind, die oft im Halbkreis um alte Kare stehen; doch kann man in

den schärfsten Spitzen horizontale Basaltdecken sehen, die sich in den nächsten Gipfeln fortsetzen; oft bestehen die höchsten Spitzen aus Gängen, die wegen ihrer Säulenstellung viel besser der Erosion widerstehen können; Wasser und Spaltenfrost können viel schwerer die horizontalen, dichten Basaltsäulen in den Gängen niederbrechen, als die vertikalen Säulen und Zerklüftungen in den Basaltdecken. Auch die Form der Täler ist etwas anders. Auf der nordwestlichen Halbinsel ist der obere Teil der Bergseiten steiler und die Schutthalden beginnen mitten am Berge ⌊; im Ostlande haben die Talseiten eine mehr gleichmäßig konkave Form ⌊. Im Westlande steigen die Täler einigermaßen gleichmäßig an gegen den innersten steilen zirkusförmigen Talschluß, im Ostlande aber steigen die inneren Teile der Täler häufiger in mächtigen Stufen oder Basaltterrassen empor, doch gibt es hier wie dort verschiedene Übergangs- und Zwischenformen. Wo der Basalt nicht steile Klippen bildet, ist er in der Regel mit losen, vom Frost auseinander gesprengten Stücken bedeckt, die Stücke sind nach den Zerklüftungen des Basalts geformt, zuweilen scharfkantige und dicke, zuweilen dünne Platten; diese letzteren sind besonders gewöhnlich im obersten Teile der Basaltformation.

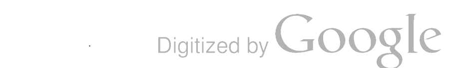
Landschaften, die aus Tuff und Breccie bestehen, haben ein anderes Aussehen. Die Basaltberge haben fast immer scharfe, die Breccieberge in der Regel weiche Konturen. Gegenden, die aus Tuff und Breccie aufgebaut sind, wie z. B. Hreppar, Skaptártunga, Reykjanes, die Gegend im W des Mývatn usw. haben ein mehr oder weniger wellenförmiges Aussehen; die Berge sind in viele abgerundete Rücken und Höcker zerteilt mit dazwischenliegenden unregelmäßigen Niederungen und Tälern; hier und da sieht man jedoch einige tafelförmige Berge oder Spitzen mit steilen Seiten und oben flach; hier hat Basalt oder Dolerit die Breccie bedeckt und geschützt und bilden den obersten Teil des Berges. Oft sind die Tuffrücken zu langen unregelmäßigen Ketten versammelt, wie z. B. Tindaskagi bei Thingvellir, Skælingar an der Skaptá, Kverkhnúkarani, Herdubreidarfjöll und Mödrudalsfjöll nördlich vom Vatnajökull usw. Wegen der losen Beschaffenheit des Gesteins sind die Tuffberge verhältnismäßig arm an Wasser, da dieses in die Erde hinab verschwindet und oft erst weit davon wieder hervorkommt. Dies ist besonders der Fall mit den Tuffbergen auf dem Hochlande, wo man im Sommer oft auf weiten Strecken nicht einen einzigen Bach oder Quell sieht, sondern nur große, tiefe ausgetrocknete Flußbetten und Bachklüfte, die mit grobem Grus und großen Rollsteinblöcken angefüllt sind. Diese Flußbetten entstehen durch Schneeschmelzen im Frühjahr oder Tauperioden im Winter; da füllen sie sich alle auf kurze Zeit mit reißenden Strömen, die vollständig unpassierbar sind und den Verkehr zwischen naheliegenden Ansiedlungen abschneiden. Auf die Tuffberge des Hochlandes haben Stürme und Sandwehen einen sehr großen Einfluß. Die auf Island so häufigen orkanartigen Stürme haben eine gewaltige Kraft, wenn sie, vollgeladen mit Sand und Steinchen, über die Hochebene und durch die Klüfte der Tuffberge streichen. Die härtesten Basalte und Dolerite auf dem Hochlande legen alle Zeugnis ab von der starken Winderosion, und noch stärkere Einwirkung haben die Stürme auf den weichen Tuff. Bergketten aus diesem Gestein im Innern sehen oft wie malerische Ruinen mit den abenteuerlichsten Formen aus; unzählige scharfe Gipfel und Türme, getrennt durch wahre Labyrinthe von kleinen Tälern und Klüften, sind im Innern gewöhnlich, wie z. B. die Berge am Langisjór, der Kverkhnúkarani usw. Auf den Bergrücken sieht man oft Nadeln und Spitzen, welche durch die eingelagerten unregelmäßigen Basaltgänge gebildet werden, die der Erosion besser widerstehen können als der Tuff.

Die großen Gletschermassen im Innern ruhen alle auf Tuff und Breccie, aber die Plateaus, welche die Gletscher tragen, haben sich halten können, weil fast überall mächtige Dolerite auf der Breccie unmittelbar unter dem Eise liegen und weil erst diese Dolerit-

decken zerstört, zerbrochen und fortgeführt werden müssen, bevor die Erosion den darunter liegenden Tuff angreifen kann. Diese Zerstörungstätigkeit wird auch ununterbrochen fortgesetzt, und die Gletscherflüsse zerkleinern jährlich bedeutende Massen von ihrer Unterlage. Vor der Eiszeit sind viel größere Strecken des inneren Island von Tuff und Brecciemassen bedeckt gewesen, welche fortgeführt worden sind; noch zeigen einzelne zerstreute Breccieberge die große Verbreitung dieses Gesteins in der Vorzeit an, und daß nicht noch größere Strecken der Breccieformation erodiert worden sind, ist hauptsächlich der schützenden Decke der großen Doleritströme zu danken.

Die Oberfläche der Brecciebeige ist meist von losen kantigen, porösen Lavastücken verhüllt, die aus der Breccie ausgewittert sind; die eigentliche Gesteinsart ist oft nur in Klüften und in einzelnen emporstehenden Höckern und hervorspringenden Klippen zu sehen. Die Widerstandskraft des Gesteins gegen die Einwirkung von Wasser und Wind ist jedoch sehr verschieden, da Tuff und Breccie alle möglichen Festigkeitsgrade besitzen. An einzelnen wenigen Stellen ist die Breccie so hart, daß sie von den Gletschern der Eiszeit eine schöne Politur angenommen und die geschliffene Oberfläche noch behalten hat, meist aber ist sie lose und porös und besonders die jüngeren Tuffe sind sehr lose zusammengefügt. Der Palagonittuff verwittert leicht und Wasser und Wind führen den feinen Palagonitstaub hinab in die Täler oder weit fort in entfernte Gegenden, während die schweren Lavastücke, ihres Bindemittels beraubt, zurückbleiben; die Bergrücken sind daher oft von losem, scharfkantigem Grus und großen und kleinen Lavastücken bedeckt, welche sie für Menschen und Tiere unangenehm und schwer passierbar machen[1]). Der ausgewitterte Lavaschutt hat zuweilen in den Einsenkungen eine Mächtigkeit von mehreren Metern; an steilen Bergseiten erschwert dieser Schutt oft die Besteigung, da er auf fester Grundlage ruht und bei der geringsten Berührung in Bewegung kommt. Wenn man auf abschüssigen Breccieklippen hinfällt, kann man schlimme Risse bekommen durch die unzähligen festen Lavaspitzen, die aus der Breccie heraussstehen. Der feste Tuffelsen ist fast immer an der Oberfläche durch die Einwirkung von Wasser und Luft stark umgebildet; an Spalten entlang kann man diese Umbildung weit hinab verfolgen; die Spalten sind manchmal von Zeolithen oder von Kalk ausgefüllt, zuweilen ist der Tuff in den Rissen härter geworden als die Umgebungen, so daß auf der Oberfläche ein Netz von erhöhten Linien heraussteht, während in den Zwischenräumen der Tuff verwittert und fortgeführt ist. In einzelnen Fällen wird der Tuff nach kugelförmigen Absonderungsflächen abgeschält (Námufjall). Auf dem Rücken einiger Tuffberge findet sich eine Art Karrenfelder, wo die Oberfläche von unzähligen Rinnen und Höhlungen mit dazwischenliegenden Rücken zerschnitten ist; diese Bildungen sind gewiß sowohl dem Wasser wie dem Sandwehen zuzuschreiben. Auf dem Gipfel einiger Tuffberge finden sich auch eigentümliche Topfbildungen, z. B. auf dem Helgafell und der Trölladyngja auf Reykjanes und auf den Bergen am Thorisvatn. Ein Topf ist neben dem anderen, sie sind meist klein und selten mehr als 1 m tief, die meisten sind jedoch kleiner. Die Form ist sehr verschieden, einige sind rund, andere oval, einige sehr langgestreckt, andere hufeisenförmig. Die Größe variiert von einigen wenigen Zentimetern bis zu 2—3 m im Durchschnitt. Lavastücke, die in der Breccie sitzen, geben wahrscheinlich zu dieser Bildung Veranlassung. Wenn es regnet, was in diesen Gegenden viel und häufig geschieht, sammelt sich das Wasser in kleinen Pfützen um die hervorspringenden Lavabrocken und durch die Einwirkung des Wassers werden diese nach und nach aufgelöst und fliegen fort. Das in den Höhlungen stehende Wasser

[1]) H. W. Turner sagt über Bergrücken von Andesit-Breccien in der Sierra Nevada: »They are often difficult of travel because of the boulders that have weathered out from the breccia and are strewn upon the surface everywhere«. (Rocks of the Sierra Nevada, 14. Rep. U. S. Geol. Survey II, p. 487.)



löst den Tuff mehr und mehr auf und mit Hilfe desselben und vielleicht durch Sand, der in die Löcher hinabgeweht wird, werden diese allmählich größer. Man sieht auf den Bergspitzen diese Töpfe auf allen Bildungstufen vom ersten Anfang an, wo das Lavastück sich noch nicht losgelöst hat. Aus einer ähnlichen Ursache sind Höhlen im Tuff und in der Breccie sehr gewöhnlich und einige davon sind ziemlich groß. Die Höhlen sind auf verschiedene Weise gebildet, meist jedoch von durchsickerndem Wasser, einzelne sind von Menschenhand ausgehöhlt. Im Südlande befinden sich am Fuße der Berge Reihen von Höhlen, die von der Brandung bei einem höheren Wasserstande am Schlusse der Eiszeit gebildet worden sind, so in Ölfus und besonders in der Gegend Eyjafjöll, wo sie auf verschiedene Weise, als Heuscheunen, Viehställe, Packhäuser und Versammlungsorte benutzt werden. Auch höher über der Küstenlinie an Stellen, zu denen das Meer nie herangereicht hat, sind Höhlen im Tuff und in der Breccie nicht ungewöhnlich. Von solchen Höhlen sind zu nennen: Landmannahellir im NO der Hekla 610 m ü. M., 13 m lang, 8 m breit, 3 m hoch; Laugarvatnshellir 16 m lang, 227 m ü. M., Krákuhellir am Bláfjall, südlich vom Mývatn, ca 350 m ü. M., Fjárhellir 183 m ü. M., und Sönghellir am Hitardalur (Mýrar); die erste dieser Höhlen hat eine Höhe von 6 m und einen Durchmesser von 10 m; in den Wänden sind mehrere Nischen, Höhlungen und Vertiefungen. Sönghellir ist bedeutend kleiner und hat ihren Namen wegen des starken Widerhalls von Fußboden und Wänden erhalten. Eine Höhle desselben Namens am Stapi auf Snæfellsnes liegt 256 m ü. M.; die Öffnung ist so niedrig, daß man hineinkriechen muß, innen erweitert sie sich aber sogleich zu einem hohen regelmäßigen Gewölbe.

3. Hochland.

Wie zuvor erwähnt wurde, besteht das innere Island aus einem unbewohnten Hochlande, das wegen seiner Höhe über dem Meere und seines Klimas für die Ernährung der Einwohner kaum jemals eine größere Bedeutung erhalten wird als es jetzt hat. Einige der tiefer liegenden Teile des Hochlandes werden trotz des recht kümmerlichen Pflanzenwuchses zu Sommerweideplätzen für die abgehärteten isländischen Schafe benutzt, die am Schlusse des Monats Juni auf die Berge und Mitte September wieder heimgetrieben werden. Es ist jedoch ein verhältnismäßig kleiner Teil des Hochlandes, der auf diese Weise benutzt werden kann, wenn auch die Schafe, angelockt durch einzelne verstreute Pflanzen in den Wüsten des Innern ziemlich weit umherlaufen; dadurch kommen indessen jährlich viele um und sind im Herbst nicht zu finden, und ihre gebleichten Knochen werden nicht selten von dem Reisenden angetroffen, der sich in diese graslosen Wüsteneien wagt. Der Anbau ist auf Island bekanntlich an das Tiefland und die Täler gebunden und nur einige wenige Siedelungen sind auf den niedrigeren Teilen des Hochlandes zu finden; die einzigen größeren bebauten Strecken sind Mývatnssveit 300 m ü. M. und Mödrudalsfjöll 4—500 m ü. M. nebst Jökuldalsheidi 500—530 m ü. M. Die Bewohner dieser Gegenden sind fast ausschließlich darauf angewiesen von der Schafzucht zu leben, doch ist die Mývatnssveit am besten gestellt, da sie niedriger und im Schutze verschiedener hoher Berge liegt und außerdem eine reiche Fischerei im Mývatn hat. Die Gegend Mödrudalsfjöll ist zum größten Teile von Flugsand bedeckt und als Futter für die Schafe, die sehr gut dabei gedeihen, dienen der auf den Sandhaufen wachsenden *Elymus arenarius* und *Salix glauca;* diese Pflanzen werden auch im Herbst geerntet und zum Winterfutter eingesammelt, doch ist es schwer, Kühe zu halten und wegen des Klimas können weder Kartoffeln noch Rüben gezogen werden. Die Witterung ist auch bedeutend strenger als an der Küste; die jährliche Mitteltemperatur in Mödrudalur ist ÷ 0,8° C. Ebenso wie die Schneegrenzen in den verschiedenen Landesteilen sehr verschieden sind, wie wir später sehen werden, so folgt

auch der Anbau ähnlichen Gesetzen. Die höchste Schneegrenze findet sich im nordöstlichen Island und dort geht auch der Anbau hoch hinauf, im nördlichsten Teile der nordwestlichen Halbinsel liegt die Schneegrenze am tiefsten, und hier ist auch die Grenze für den Anbau am niedrigsten. Auf der nordwestlichen Halbinsel liegt die Grenze für den Anbau in der nördlichsten Gegend nur 80 m ü. M., die Schneelinie 400 m; südlicher auf derselben Halbinsel ca 130 m, die Schneelinie 650 m. Im NNO des Vatnajökull liegt die höchste Grenze des Anbaues 530 m ü. M., die Schneelinie 1300 m[1]). Die höchstgelegenen Bauernhöfe in verschiedenen Gegenden auf Island sind folgende:

Auf der nordwestlichen Halbinsel:	
Smidjuvík im SO des Nordkaps	80 m ü. M.
Skógar im Mosdalur am Arnarfjördur	82 „ „
Hlídarsel am Steingrímsfjördur	128 „ „
Am Faxaflói:	
Fornihvammur im Nordurárdalur	170 „ „
Gilsbakki in Hvitársída	175 „ „
Fljótstunga	232 „ „
Kalmannstunga	218 „ „
Hæll im Flókadalur	174 „ „
Auf der Halbinsel Reykjanes und in deren nächster Umgebung:	
Vigdísarvellir im NW von Krísuvík	122 m ü. M.
Kolvidarhóll[2]) am Hengill	262 „ „
Nesjavellir im S des Thingvallavatn	172 „ „
Svartagil nördlich von demselben See	182 „ „
Am südlichen Tieflande:	
Austurhlíd auf dem Wege zum Geysir	163 „ „
Haukadalur nördlich vom Geysir	104 „ „
Tungufell im S des Gullfoss	148 „ „
Stórinúpur in Hreppar	135 „ „
Galtalækur im W der Hekla	142 „ „
Selsund im SW der Hekla	155 „ „
Raudnefsstadir südwestlich vom Tindfjallajökull	239 „ „
Barkarstadir in Fljótshlíd	134 „ „
Südlich vom Mýrdalsjökull und Vatnajökull:	
Höfdabrekka im Mýrdalur	128 „ „
Svartinúpur in Skaptártunga	273 „ „

[1]) Auf beifolgender Kartenskizze habe ich nach eigenen Beobachtungen und mit Hilfe von B. Gunnlaugssons Karte die bewohnten Gegenden Islands dargestellt. Dr. K. Keilhack hat früher in »Deutsche Geographische Blätter«, Bd. IX, Bremen 1886, Taf. 1, nach Gunnlaugssons Karte eine kleine Übersichtskarte über das bewohnte Gebiet auf Island herausgegeben, wo jedoch die besiedelten Gegenden ein bedeutend größeres Areal einnehmen als auf meiner Karte. Ich habe auch versucht, eine ungefähre Grenzlinie für die Wüste (öræfi) auf dem inneren Hochlande zu ziehen, obgleich dies kaum mit einiger Sicherheit geschehen kann; größere und kleinere Wüstenstriche, meist aber mit dichteren Oasen, liegen hier und da außerhalb der Linie. So ist z. B. das Innere von Reykjanes beinahe eine Wüste, arm an höheren Pflanzen, aber mit einem bedeutenden Mooswuchs auf den hier befindlichen Lavafeldern. Ebenso sind die inneren Hochebenen auf der nordwestlichen Halbinsel meist Stein- und Schuttfelder mit verstreuten Schneehaufen; ferner gibt es mehrere große, pflanzenarme Sandstrecken außerhalb der Wüstengrenze. Die Grenzlinie auf der Karte umschließt also nur die zusammenhängenden Wüsten im Innern mit Einschluß der großen Eis- und Schneefelder. Die Oasen in den höher gelegenen Gegenden sind meist sehr klein, die tiefer liegenden sind oft größer, zuweilen mit ziemlich weit ausgedehnten Morästen. Die Areale zwischen der Wüstengrenze und den Ansiedlungen sind zu arm an Vegetation, um bebaut zu sein, haben aber doch Bedeutung für die Einwohner als Weide für Schafe und Pferde.

[2]) Eigentlich nur eine Herberge für Reisende.

Holt in Síða	172 m ü. M.
Eintúnaháls in Síða	227 „ „
Skaptafell (Bölti) in Öræfi	161 „ „
Víðidalur in Lón[1]), östlich vom Vatnajökull	439 „ „
In den Tälern im Ostlande:	
Mýrar im Skriddalur	183 „ „
Kleif im Fljótsdalur	126 „ „
Hákonarstaðir im Jökuldalur	310 „ „
Hauksstaðir im Vopnafjörður	195 „ „
Das Hochland zwischen Jökuldalur und Bárðardalur:	
Víðirhóll auf Jökuldalsheiði	533 „ „
Lón	531 „ „
Möðrudalur auf Möðrudalsfjöll	469 „ „
Víðidalur	462 „ „
Grímsstaðir	432 „ „
Víðirhóll	415 „ „
Reykjahlið am Mývatn	292 „ „
Gautlönd	279 „ „
Krákárbakki	363 „ „
Svartárkot	409 „ „
Die Täler im Nordlande:	
Ishóll im Bárðardalur	368 „ „
Reykir im Fnjóskadalur	223 „ „
Tjarnir im Eyjafjörður	223 „ „
Bakkasel in Skagafjörður	350 „ „
Gilhagi im Skagafjörður	227 „ „
Marðarnúpssel bei Svínadalur	395 „ „

Die Bebauung der obersten Täler und einiger Teile des Hochlandes ist jedoch keineswegs stabil; wenn schlechte Zeiten mit kalten und feuchten Sommern eintreten, werden ab und zu einige dieser Gehöfte verlassen, jedoch wieder bezogen, wenn die Wetterlage besser wird. So sind die höchstgelegenen Ansiedlungen auf der Jökuldalsheiði und den Möðrudalsfjöll stets sehr veränderlich gewesen und sind wohl nie so gut bevölkert gewesen wie jetzt; im Jahre 1897 betrug die Einwohnerzahl in den sieben Gehöften auf den Möðrudalsfjöll ca 100 Menschen; der Viehbestand auf diesen Höfen zusammen betrug in demselben Jahre 1243 Schafe, 58 Pferde und nur 8 Kühe, mit Kälbern und Ochsen 13 Stück Vieh im ganzen. Aus einer Liste über die Landgüter des Bistums Hólar im Jahre 1525 sieht man, daß alle Gehöfte in diesem Bezirk damals verlassen standen und 30 Jahre lang nicht bewohnt gewesen waren. Viele hochgelegene Höfe und Bezirke, die im 13. und 14. Jahrhundert bewohnt waren, liegen jetzt öde da; verschiedene Verhältnisse trugen zu ihrem Verfall bei, besonders die Entvölkerung des Landes durch die Pest in den Jahren 1402—04 und 1493, sowie die vielen großen vulkanischen Ausbrüche im 14. Jahrhundert. Da das Land später im 16., 17. und 18. Jahrhundert infolge des Monopolhandels und aus anderen Ursachen mehr und mehr zurückging, so wurde die Bebauung nicht wieder aufgenommen und die Bevölkerung hat auch die Neigung gehabt nach der Küste zu ziehen, um die Fischerei auszunutzen. Diese hochgelegenen Ansiedlungen haben auch immer eine sehr geringe ökonomische Bedeutung für das Land gehabt, und es war kein großer Verlust

[1]) Zuerst bebaut 1840, wüst 1842—82, wieder aufgebaut 1883.

für die Gesamtheit der Einwohnerschaft, daß sie verlassen wurden. Einige Strecken, die früher bebaut waren, dienen jetzt den zunächst wohnenden Bauern als Sommerweideplätze und die Stimmung der Bauern ist dort oft entschieden gegen den Wiederaufbau abseits liegender Gehöfte, da die Bewohner derselben nicht kontrolliert werden können und sie bei den anderen Bauern leicht ohne Ursache in den Verdacht geraten, Schafe zu stehlen, die sich im Sommer auf den Weiden des Hochlandes verstreut finden und von diesen, wie zuvor erwähnt, oft ein ganzer Teil verschwindet, weil sie umkommen, indem sie auf die graslosen Wüsten hinauslaufen. Keine von den alten verlassenen Wohnstätten hat höher oben auf dem Hochlande gelegen, als die jetzigen Gebirgssiedelungen[1]. Man hat auch in unseren Tagen Beispiele davon, daß nicht nur einzelne Höfe sondern ganze Bezirke öde geworden sind; so wurden verhältnismäßig gute Bauernhöfe im südlichen Teile des Thistilfjördur (150—200 m ü. M.) um das Jahr 1870 wegen Auswanderung nach Amerika verlassen und sind später nicht wieder bebaut worden. Viele Gehöfte im Jökuldalur und auf der Jökuldalsheidi lagen einige Jahre nach dem Aschenfall bei dem großen Ausbruch der Askja 1875 verödet, sind aber jetzt beinahe alle wieder bebaut worden.

Fast alles, was auf Island über 500 m hoch liegt, ist eine vollständige Wüste und ebenso ein großer Teil von dem, was zwischen 300 und 500 m liegt, aber in dieser Höhe finden sich doch ziemlich ausgedehnte Moräste, hier und da mit Carices bewachsen, besonders nach W, nordwestlich vom Langjökull. Größere und kleinere Wüstenstrecken gibt es auch tiefer unten, an manchen Orten ganz unten am Meere, jedoch sind sie dann besonderen Umständen zuzuschreiben, der Zerstörung durch Gletscherströme und Vulkanausbrüche und dem Flugsand. Auch in den bewohnten Gegenden nimmt ein pflanzenarmer Stein- und Schuttboden an vielen Stellen den größten Teil der Oberfläche ein und ein dichter Pflanzenwuchs, wie er sich in Grasfeldern, Heidekrautstrecken und Sümpfen findet, deckt nur einen sehr geringen Teil der Oberfläche des Landes, wahrscheinlich nicht mehr als 1500 bis 2000 qkm, indessen läßt sich dieses nicht mit Sicherheit sagen. In den inneren Wüsten auf dem Hochlande gibt es nur Flechten und einige Moose, sowie sehr verstreute Exemplare einzelner Blumenpflanzen, besonders der harten *Armeria maritima, Silene maritima* und *Polygonum viviparum*, mit mehreren Metern Zwischenraum zwischen den einzelnen Individuen, und in den höchsten Wüsten kann man zuweilen halbe und ganze Kilometer weit reiten, ohne ein einziges Exemplar von einem Blütengewächs zu sehen; von Moosen finden sich auf solchen Stellen sehr wenige, obgleich sie in tiefer gelegenen Gegenden große Lavaströme ganz zudecken, auch Flechten gibt es dort nicht viele, alles Tierleben fehlt, so daß die Natur ganz ausgestorben scheint. Allmählich, indem man dem Rande des Hochlandes näher kommt, nimmt die Zahl der Pflanzenindividuen zu und ebenso die Anzahl der Arten. Rings umher, verstreut in weiten Zwischenräumen, gibt es auf dem Hochlande größere und kleinere Oasen, und in 300—500 m Höhe ü. M. können sie eine bedeutende Ausdehnung haben und bestehen dann aus Sümpfen und Morästen mit verschiedenen Arten *Carex* und *Eriophorum* mit dazwischen liegenden Flecken, bewachsen mit kleinen Weiden, *Salix glauca, S. herbacea* und anderen Arten. Über 500 m hinaus sind die Oasen meist sehr klein und oft an warme Quellen gebunden, sie können einige Pferde wenige Tage ernähren, wenn sie mit Halbgräsern bewachsen sind, aber wenn man abreist, ist alles Gras abgefressen und die Oase kann mehr Reisenden in diesem Jahre nicht helfen. Andere Oasen sind ausschließlich mit Zwergweiden und Moos bewachsen und sind

[1] Die bekanntesten alten verlassenen Ansiedlungen haben ungefähr diese Höhe über dem Meere gehabt: Langivatnsdalur (Mýrasýsla) ca 200 m, Geitland am Langjökull 295 m, Thjórsárdalur (Árnessýsla) 150—180 m, verlassene Gehöfte, südöstlich vom Hvítárvatn 300—350 m, alte verwüstete Wohnstätten auf Mýrdalssandur 100—150 m und bei Skaptártunga 250—300 m, Hrafnkelsdalur und Jökuldalur im Ostlande 300—350 m usw.



für die Pferde der Reisenden von keinem Nutzen, sie können nur einige wenige Schafe eine kurze Zeit lang ernähren[1]). Da diese Oasen in den höheren Teilen des Innern so weit voneinander entfernt sind, so muß der Reisende, der diese Gegenden untersuchen will, mit Heu versehen sein oder solches in den Oasen mähen, wie ich getan habe, und es mit sich führen. In einzelnen kälteren Sommern versagen viele Oasen gänzlich, so daß beinahe gar keine Pflanzen hervorkommen, auch sind die Pflanzen hier stets klein und verkrüppelt und geben nur ein sehr kümmerliches Futter für das Vieh ab.

Außer den gletscherbedeckten Arealen besteht die Oberfläche des Hochlandes aus Steinwüsten, Lava, Schutt und Flugsand. Wo Basalt die Unterlage bildet, besteht die Oberfläche oben auf den Plateaus meist aus kantigen Basaltblöcken, oft in unregelmäßigen Haufen (holurdir), die sehr schwer zu passieren sind; an einigen Stellen finden sich Rücken mit glazialem Geschiebe und glazialen Blöcken, aber die vom Frost gesprengten Blöcke überwiegen entschieden. In den Basaltgegenden des Ostlandes sind die Hochebenen fast immer mit kantigen Felsstücken bedeckt, doch hat diese Decke von losen Blöcken meist eine verhältnismäßig geringe Mächtigkeit. Hinter den Tälern zwischen Berufjördur und Hornafjördur liegen wellenförmige, hochgelegene, felsige Hochebenen fast ohne Pflanzenwuchs; der Basalt tritt in unzähligen niedrigen Rücken und Höhenzügen zutage und die Oberfläche ist mit einem Meere von Felstücken bedeckt, unordentlich zusammengestapelt und mit spitzen Ecken und Kanten. Vom Vatnajökull hinab zum Skriddalur, von den Talschlüssen bis zur Jökulsá im Fljótsdalur erstreckt sich diese Steinwüste in einer Länge von 40 km und einer Breite von 10—15 km; sie wird von den Umwohnern »Hraunin« genannt, da das Wort »hraun« an vielen Orten im Ostlande gebraucht wird, um etwas Unebenes zu bezeichnen, Steinhaufen, Felsmassen usw., während es in anderen Gegenden fast immer Lava bedeutet; auf älteren Karten finden sich daher durch ein Mißverständnis Lavasignaturen in diesen Gegenden, wo keine Spur von posttertiärer vulkanischer Tätigkeit zu sehen ist. Ähnliche Verhältnisse findet man auf der nordwestlichen Halbinsel und auf den Gebirgen des Nordlandes, aber mitten im Lande gewinnen die glazialen und die neueren Bildungen die Oberhand, und hier nehmen daher eisgescheuerte Doleritrücken, postglaziale basaltische Laven, Grusstrecken und Flugsand den größten Teil des Areals ein. Die Dolerite gleichen an der Oberfläche den Basalten, indem auch sie von frostzersprengten Blöcken bedeckt sind, zwischen denen hier und da vom Eise gescheuerte Kuppen hervorstehen. Je weiter landeinwärts man auf dem Hochlande kommt, desto mehr nehmen die glazialen Massen zu, bis der Dolerit ganz unter ihnen verschwindet. Eine sehr ausgedehnte Moränenlandschaft, auf Dolerit ruhend, findet sich nördlich von Hofsjökull und erstreckt sich hinab nach den Tälern des Eyjafjördur und des Skagafjördur. Von den Tuffbergen am Rande des Hofsjökull hat man eine weite Aussicht über die einförmigen, bläulichgrauen steinigen Wüsteneien, wo das Auge keine anderen Ruhepunkte hat, als verstreute Schneehaufen und große Findlingsblöcke, die auf den Rücken verstreut liegen. Die Landschaft hat sicherlich Jahrtausende lang ihren Charakter nicht verändert; ebenso muß sie auch ausgesehen haben, gleich nachdem die Gletscher der Eiszeit sich zurückgezogen hatten. Eine vollständige Stille und Leblosigkeit brütet über der Natur; während der Zeit, da ich mich in diesen Gegenden aufhielt (1896), sah ich keinen einzigen Vogel vorbeifliegen. Alle Steine sind auf diesen Hochebenen auf der aufwärts gekehrten Seite vom Winde geschliffen, und Pyramidalgeschiebe findet man zu Hunderten. Ganze Tagereisen weit sieht man nichts als Schutt und Felsrücken in einer Unendlichkeit wie die Wellen auf dem Meere, und von Pflanzen sieht man nur in Zwischenräumen von 10 bis 20 m verkrüppelte Exem-

[1]) Die Vegetation dieser Oasen werde ich später eingehender beschreiben.

plare von *Armeria maritima, Salix herbacea* und *Cerastium alpinum*; die zuerst genannte Pflanze ist die am häufigsten vorkommende, an einigen wenigen Stellen fand ich kleine kriechende Exemplare von *Salix glauca* im Schutze großer Steine. Wo Grus an der Oberfläche ist, kann man leicht vorwärts kommen, wo aber Felsblöcke in Rücken und Höhen zusammengehäuft sind, geht es sehr langsam, und nur die isländischen Pferde, die so sicher auf den Füßen sind, können auf einem solchen Terrain vorwärts kommen. Hier und da finden sich halb ausgetrocknete Wasserläufe und Flußbetten, die sich beim Auftauen im Frühjahr füllen, auch liegen Wasserpfützen und kleine Seen an einzelnen Stellen in den Einsenkungen zwischen den Rücken verborgen. An der Oberfläche liegen überall lose große Doleritblöcke, aber der feste Berg kommt nur an einzelnen Stellen zum Vorschein und ist meist vom Eise gescheuert. Ähnliche Landschaften erstrecken sich über große Areale in den höheren Teilen des Innern und können im N von den großen Gletschern im Zusammenhang verfolgt werden vom Arnarvatn im W bis zum Snæfell im O, obgleich der Dolerit und die alten Grundmoränen auf größeren Strecken von neuerer Lava bedeckt sind. Zunächst den Gletschern, wo sich viele Gletscherbäche über das Hochland verzweigen, finden sich oft gerollter Grus und Lehmflächen, die zuweilen durch das Schmelzwasser von den Gletschern so aufgeweicht sind, daß sie nicht passiert werden können.

Zwischen Jökulsá á Fjöllum und Jökulsá á Bru, sowie zwischen Kaldakvísl und Skaptá tritt der neuere Tuff auf sehr bedeutenden Strecken zutage, ohne von eisgescheuerten Doleritlaven oder neueren Basaltlaven bedeckt zu sein; auch scheint er hier zum großen Teile postglazialen Ursprungs zu sein. Wo er nicht in Felsspitzen und steilen Bergketten nackt zutage tritt, ist die Oberfläche von aus der Breccie ausgewitterten Lavaschutt oder von Flugsand bedeckt. Von den gewaltigen Lavawüsten im Innern wird später die Rede sein; sie sind wegen zusammengeschraubter Lavarücken und Tausender von Spalten meist schwer zu passieren, der Pflanzenwuchs ist sehr spärlich, und Wasser fehlt meistenteils. Die Aussicht über diese Lavawüsten ist sehr trist und unheimlich. Die Erde scheint mit einer schwarzen, erstarrten Masse übergossen zu sein, und die einförmige schwarze Farbe wird nur hier und da von rötlichen Schlackenkratern, braunen Tuffbergen und einzelnen Dampfstrahlen aus warmen Quellen unterbrochen, aber in der Ferne sind die großen Gletscherkuppen zu erkennen, die im Innern überall durch ihre schimmernde Weiße einen starken Kontrast zu den dunkeln vulkanischen Bergen und Wüsteneien bilden. Flugsand ist im inneren Island sehr verbreitet, er ist aus zerkleinerten und verwittertem Tuff und aus vulkanischer Asche entstanden. Die Ausdehnung der hier genannten verschiedenen Oberflächenbildungen ist auf meiner geologischen Karte von Island zu sehen, nur hat der Flugsand in Wirklichkeit eine bedeutend größere Verbreitung als dort dargestellt ist. Ich habe für Flugsand nur da eine besondere Farbe hingesetzt, wo er eine Mächtigkeit von einigen Metern hat, einigermaßen stabil ist und den darunterliegenden festen Berg ganz bedeckt; es findet sich aber außerdem auf großen Arealen eine dünnere und mehr bewegliche Schicht Flugsand, besonders in den neueren Lavawüsten und auf Sandflächen an der Küste, aber die Unterlage kommt überall zum Vorschein. Der Flugsand füllt Höhlungen und Risse in den Lavaströmen aus, und in vielen Tälern und Einsenkungen zwischen den Tuffbergen im Innern kommt er in kleineren Partien vor und wechselt häufig den Platz. Dieser Flugsand konnte auf der Karte nicht dargestellt werden, ohne Einfluß auf die Deutlichkeit der übrigen geologischen Darstellung zu haben. Ich werde hier einige Gegenden mit einem großen Teile Flugsand nennen, die auf der Karte nicht angedeutet sind: das Ódáđahraun und seine Umgebungen, besonders im S des Dyngjuvatn nach SO und nach NO beim Svartárvatn, die Lavaströme nordöstlich vom Thórisvatn und die Berge bei dem Langisjór, Thóristungar und andere Gegenden an der Tungná sowie ein Teil von den Lava-

strömen der Hekla; außerdem findet sich Flugsand an vielen Stellen in kleinen Flecken am Strande, besonders an der Südküste und ebenso an einigen Stellen an der Nordküste und der Westküste, sowie beim Hjeradsflói an der Ostküste.

4. Die Tiefländer.

Die Tiefländer nehmen, wie zuvor erwähnt, nur einen geringen Teil von Islands Areal ein; an sie, die Täler und den Küstensaum, ist der Anbau gebunden, doch werden sie zum nicht geringem Teile von unfruchtbarem Boden, von Lavaströmen und pflanzenarmen Sandstrecken eingenommen, so daß das eigentliche, mit dichtem Graswuchs bedeckte Areal sehr klein ist im Verhältnis zu der Größe des Landes; es könnte bei der jetzigen Art der Bewirtschaftung kaum die Landbevölkerung ernähren, wenn nicht die Berge und Teile des Hochlandes im Sommer zur Weide für die Schafe benutzt werden könnten; auf den gedüngten, die Gehöfte umgebenden Feldern, sowie auf den ungepflegten, nassen Wiesen im Tieflande und in den Tälern wird das Winterfutter für das Vieh eingesammelt. Wenn größere Areale des Tieflandes bewirtschaftet würden, könnte Island jedoch sicherlich eine viel größere Bevölkerung ernähren als jetzt. Die größeren Tiefländer scheinen durch Senkungen entstanden zu sein; der Küstensaum rührt hauptsächlich von einer Abrasion am Schlusse der Eiszeit her und ein Teil des Flachlandes unterhalb der Gletscher des Südlandes besteht aus Flußalluvien.

Die beiden größten Tiefländer auf Island, Mýrar am inneren Ende des Faxaflói und das südliche Tiefland am Geysir und an der Hekla, sind keineswegs ganz flach, es gibt auf beiden nicht wenige Unebenheiten von verschiedener Art; das erstere ist durchgängig flacher und niedriger (20—30 m), aber eigentliche Ebenen finden sich im Südlande nur zunächst dem Meere. Der Faxaflói mit der dazu gehörigen Niederung Mýrar ist, wie ich später näher begründen werde, ein Senkungsgebiet, ein Kesselbruch; Braunkohlenschichten zwischen den Basaltbänken zeigen eine Senkung von 270—280 m. Rund um diese Niederung befinden sich Vulkane und Kraterreihen in einem Halbkreis nebst Hunderten von warmen Quellen. Das Flachland besteht zum größten Teile aus Sümpfen, die oft sehr schwer zu passieren sind, und hier finden sich viele kleine Seen, von denen nur ein kleiner Teil auf der Karte vermerkt ist. Durch die Sümpfe hindurch stehen viele eisgescheuerte Basaltrücken empor, die oft mit Birkengebüsch bewachsen sind, und auf diesen Rücken sind die Gehöfte erbaut. Die Rücken sind Überreste von der gesenkten Landplatte, und ihre einzelnen Basaltbänke haben meist eine Neigung von 5—10° landeinwärts, zuweilen mehr. Unter den Sümpfen sieht man in Flußbetten und anderen Einschnitten feinen Glazialton und Geschiebe und marine Sande. Das Küstenland ist besonders nach NW sehr niedrig, und bei der Ebbe werden große Strecken des Meerbodens, die sog. Löngufjörur, trocken gelegt. Die Küstenlinie hat in historischer Zeit verschiedene Veränderungen durchgemacht; an einigen Stellen ist die Küste durch das zugeführte Alluvium hinausgewachsen, an anderen Stellen ist das Meer hereingebrochen. Die Insel Haffjardarey, die früher bewohnt war und eine Kirche hatte, zu der ein großer Kirchsprengel gehörte, war durch eine Landenge mit dem Lande verbunden; diese Landenge wurde im 16. Jahrhundert durch das Meer auseinander gerissen, welches nach und nach größere Einbrüche verübte, so daß die Kirche aufgegeben wurde, und früh im 18. Jahrhundert auch die Wohnstätten[1]). Verschiedene Sturmfluten haben in diesen Gegenden bedeutenden Schaden getan, so besonders die berüchtigte Sturmflut in der Nacht zwischen dem 8. und 9. Januar 1798. Die See ging in der Stadarsveit 1/2 km, an anderen Orten 1—1½ km und meist 3 km

[1]) Diplomatarium Islandicum I, S. 421—23.



über die höchste Flutgrenze; 14 Gehöfte, zur Kirche auf Stadastadur gehörig, wurden beschädigt, eine ausgezeichnete Wiese, Mariuengi, wurde in Meeresgrund verwandelt, mehrere Inseln und Holme wurden überschwemmt und die Rasendecke wurde auf mehreren Inseln und auch an verschiedenen Stellen der Küste ganz abgerissen[1]). Außerhalb der Südküste von Snæfellsnes geht eine starke Strömung am Strande entlang nach außen und die Alluvien von den bedeutenden Strömen im Borgarfjördur und in Mýrar werden von der Strömung nach N und W geführt. Die Hvítá ist der einzige Gletscherfluß, der in die Bucht Faxaflói mündet, aber er führt auch eine sehr bedeutende Wassermasse und der Gletscherlehm füllt nach und nach den Borgarfjördur.

Das große südliche Tiefland, welches sich von Reykjanes bis zum Eyjafjallajökull erstreckt, ist auch ein Senkungsgebiet; bei Mýrar ist Basalt die Unterlage, hier besteht sie aus Tuff und Breccie. Das Tiefland selbst ist von steilen Tuffbergen und Bruchlinien umgeben und aller Wahrscheinlichkeit nach in kleinere Stücke zerteilt, die oft in Bewegung kommen und häufige Erdbeben in diesen Gegenden verursachen[2]). Der niedrigste Teil des Tieflandes erhebt sich nur unbedeutend über die Meeresfläche, steigt aber gegen das Innere hin allmählich empor, wo er sich zuletzt in verschiedene Talstriche verzweigt, die in den Rand des Hochlandes einschneiden. Das Tiefland wird im S vom Meere begrenzt, sonst aber auf allen Seiten von Tuff und Brecciebergen, die an den meisten Stellen steil zur Ebene abfallen und fast überall Spuren von starker vulkanischer Tätigkeit in neuerer Zeit zeigen. Bei dem Geysir erstreckt sich die Niederung am weitesten hinauf in das Land und hat hier eine Höhe von 120 m ü. M. Auf einer kurzen Strecke zwischen Geysir und Hvítá geht das Tiefland in die schwach geneigte Böschung des Hochlandes über, ohne daß sich irgend welche Grenzberge finden. Ein breiter Arm des inneren Hochlandes schiebt sich zwischen Hvítá und Thjórsá nach SW und sein Rand löst sich im Bezirk Hreppar in eine Menge einzeln stehende kleine Berge und Rücken auf. An dem steilen Búrfell, der sich 450 m über die Ebene erhebt, biegt die Thjórsá plötzlich aus ihrer südwestlichen Richtung nach W ab. Zwischen Búrfell und Hekla steht das Tiefland wieder in direkter Verbindung mit den inneren Hochflächen zum großen Schaden der Ansiedlungen, da Bimssteinstaub und Flugsand, die große Areale im Innern bedecken, hierdurch ungehinderten Zutritt zum Flachlande erhalten; bei nordöstlichen Stürmen sind daher in diesen Gegenden große Strecken bebauten Landes im Laufe der Zeit verwüstet worden. Nach NO wird das Tiefland von den Lavaströmen der Hekla begrenzt, nach SO von gewaltigen Bergmassen, deren höchste Alpengipfel von den Schneemassen des Tindafjallajökull und Eyjafjallajökull bedeckt sind; diese Berge werden durch das tiefe Tal des Markarfljot in zwei abgeschlossene und selbständige Teile geteilt und erreichen im Eyjafjallajökull eine Höhe von 1705 m.

Das Tiefland des Faxaflói ist aller Wahrscheinlichkeit nach im Miocän, das südliche Tiefland im Pliocän entstanden. Es ist jedoch später auf verschiedene Weise verändert worden, doleritische Lavaströme sind sowohl vor der Eiszeit wie vielleicht auch während derselben in die Senkung hinabgeflossen; später ist das Tiefland unter dem Meere gewesen, am Schlusse der Eiszeit, was man an arktischen Muschelschalen und marinen Ton- und Sandschichten sieht. In postglazialer Zeit haben auch sehr große, basaltische Lavaströme bedeutende Strecken des Tieflandes überschwemmt, und vom Hochlande hat außerdem der Wind eine Masse Flugsand hinabgetragen. Hieraus folgt eine große Abwechslung in dem Aussehen und dem Erdreich der verschiedenen Landschaften. Ungefähr die Hälfte des Tieflandes ist eine Ebene ohne nennenswerte Unebenheiten, am flachsten sind die Gegenden,

---

[1]) Minnisverd tídindi II, 1799, S. 114—16.

[2]) Pet. Mitt. 1901, S. 53—56.

die dem Meere am nächsten liegen und von Flußalluvien gebildet sind, wie ein Teil von Ölfus und Landeyjar. Der untere Teil von Flói und ein großer Teil von Skeid sind auch Ebenen, aber hier bildet Lava die Unterlage; Rangárvellir besteht dagegen aus alten Flugsandbildungen (móhella). Der westliche Teil von **Ölfus** ist von Lava bedeckt, welche von den Bergen der Halbinsel Reykjanes herabgeflossen ist, aber der östliche Teil ist eine tiefliegende, sumpfige Marschfläche mit ausgezeichnetem Graswuchs, der dieses Gebiet zu einem der für Viehzucht am besten geeigneten im ganzen Island macht. Dieses Flachland, das von der Varmá durchströmt wird, hat eine sehr schwache Neigung; als man dort kürzlich von Hjalli bis zur Varmá einen $1\frac{1}{2}$ km langen Graben grub, zeigte es sich, daß er auf der ganzen Strecke eine Neigung von nur $1\frac{3}{8}$ m hatte. Unter dem Erdreich ist dort überall feiner Sand. Der tiefste Teil dieses Flachlandes ist sehr sumpfig und wird Forin (der Morast) genannt, aber der Graswuchs ist hier besonders üppig und die meisten Gehöfte in Ölfus holen von hier den größten Teil ihres Heuvorrats.

Das tiefliegende Flachland zwischen Hvítá und Thjórsá steigt nur schwach zu den Ausläufern des Hochlandes, den vielen kleinen Bergen in Hreppar, an. Der südlichste bebaute Teil dieser Landstrecke heißt wegen seiner sumpfigen Beschaffenheit **Flói**; diese dichtbewohnte Gegend liegt sehr tief, große Strecken in der Nähe des Meeres-Niveaus. Die Unterlage wird fast überall von Lava gebildet, die von einem sumpfigen, mit Lavastücken gemischten und gut mit Halbgräsern bewachsenem Erdreich bedeckt ist. Wasser pflegt durch die poröse Lava stets durchzusickern und Wassermangel ist daher ein Kennzeichen der meisten Lavafelder, aber Flói bildet eine Ausnahme; es liegt so niedrig, im Niveau des Meeres, zwischen zwei Flußdeltas eingeklemmt, daß das Regenwasser wegen des Druckes des Grundwassers nicht versinken kann. In regenreichen Zeiten leidet diese Gegend sehr vom Wasser, welches keinen Abfluß findet; das Erdreich ist dann wie ein mit Wasser gefüllter Schwamm und es ist dann sehr schwer, durch die Sumpfgegend zu reisen. Beim Aufbrechen des Eises im Frühjahr setzt auch die Ölfusá große Strecken unter Wasser. In Flói ragt die unterliegende Lava in jeder kleinen Erhöhung auf der Ebene hervor, und an der Küste ist sie von der Brandung aufgerissen und bildet eine Reihe kleiner Schären, die bei Eyrarbakki etwas Schutz für die Handelsschiffe geben. Sonst entbehrt die ganze Südküste der Häfen und ist wegen ihrer Brandung berüchtigt. Entlang der Küste unterhalb Flói hat das Meer ebenso wie an anderen Stellen der Küste des Tieflandes einen Streifen von Sand gebildet, der oft etwas höher liegt als das Land dahinter, und die Strandwälle und Sandstrecken schützen so die Ansiedlungen vor den Verheerungen der See. Flóis Tiefland geht allmählich in die Gegend **Skeid** über, die auf der schmalsten Stelle zwischen der Hvítá und der Thjórsá liegt; auch hier befindet sich überall im Grunde Lava, aber da man nun vom Meere entfernter und die Höhe etwas größer ist, so ist aus diesem Grunde das Erdreich meist sandig, hart und trocken mit gutem und kräftigem Graswuchs; die Halbgräser verschwinden oder ziehen sich auf kleinere Flecke zurück, wo die örtlichen Verhältnisse eine größere Ansammlung von Feuchtigkeit gestatten. Das Land ist auch hier vollständig flach, nur ein einzelner Tuffberg, Vördufell, erhebt sich nach N steil aus der Ebene an der *Hvítá*. Die Gehöfte liegen hier wie in Flói unregelmäßig auf dem Flachlande umher verstreut.

Der südlichste Teil der Landstrecke **Holt**, zwischen der Thjórsá und der westlichen Rangá, liegt tief und hat ausgedehnte Wiesen (Safamýri), von denen sich eine Menge Gehöfte mit Leichtigkeit einen reichlichen Heuvorrat verschaffen können. Die Unterlage besteht aus feinem Sande, aber Lava findet sich nicht. Im NO von Holt, auch zwischen Thjórsá und Rangá, liegt der **Distrikt Land**, welcher bezüglich der Bodenverhältnisse von den südlicheren Gegenden stark abweicht. Der Grund besteht überall aus Lava und

große Strecken sind mit Flugsand bedeckt. Die Gegend ist größtenteils flach, nur mit unbedeutenden Unebenheiten, die von der darunter liegenden Lava herrühren; hier findet sich auch ein einzeln stehender Berg, Skardsfjall (347 m), von Tuff mit grasbewachsenen Seiten; auch an der Grenze von Holt gibt es einige niedrigere Hügelstriche. In der Vorzeit ist die Lava in diesen Gegenden ganz mit Rasen bedeckt gewesen, aber nordöstliche Stürme, die aus dem Innern große Massen Flugsand mitführen, haben das Erdreich zum großen Teil aufgerissen, so daß im Laufe der Zeit eine Menge Gehöfte verwüstet worden sind. Schonungslose Abholzung des nördlichsten Teiles der Gegend hat am mächtigsten zu der fortschreitenden Verwüstung beigetragen. In neuerer Zeit haben Sandstürme besonders in den Jahren 1836 und 1880/81 Verheerungen angerichtet, 15 Höfe mußten verlassen werden, doch sind einige von ihnen später wieder bewohnbar geworden. Auf den nackten Lavaflächen sieht man an vielen Stellen vereinzelte kleine Rasenstücke, die zurückgeblieben sind, nachdem die Sandstürme das Erdreich rund um sie her abgeschält hatten; diese Rasenstücke haben meist eine Dicke von $1\frac{1}{2}$—2 m, zuweilen von 3—4 m.

Zwischen der östlichen und der westlichen Rangá liegt der Bezirk Rangárvellir. In dieser Gegend, die sich von der Thverá hinan zu den Lavafeldern der Hekla erstreckt, bilden den Grund uralte Flugsandbildungen von großer Mächtigkeit; an einigen Stellen besteht die Oberfläche aus Grus und Sand, an anderen Stellen ist sie mit trocknem Erdreich bedeckt, das mit Gras, Heidekraut und Weidenarten bewachsen ist. Im nördlichen Teile dieses Bezirks, wo man sich der Hekla nähert, tritt die neuere vulkanische Asche mehr hervor und größere und kleinere Lavastücke ragen durch Sand und Grus in die Höhe. Die Inseln, die sich zwischen den Armen des Markarfljót gebildet haben, werden Landeyjar genannt. Es ist eine sehr niedrig gelegene, flache Gegend, die zum größten Teil aus ausgedehnten Mooren besteht, hier und da finden sich einzelne trockne Grasflecke und die Küste wird von Sandflächen und Strandwällen begrenzt; hinter diesen sind Vertiefungen mit seichtem, stillstehendem Wasser (glјár), außen davor aber schwere Brandungen an der flachen Küste. Die Gegend wird von einer Menge Wasserläufe durchfurcht und ist ein vollständig typisches Deltaland; unter dem Erdreich ist feiner Sand, aber kein Ton, gröberer Kies findet sich nur in der Nähe der Flußläufe. Die Rasendecke ist an vielen Stellen ziemlich dick, und darunter, auf dem Sande, ist oft eine meterdicke Lage Torf.

In dem obersten Teile des Tieflandes ist das Terrain sehr uneben. Im südlichsten Teile von Grímsnes längs der Hvítá finden sich mehrere Rücken und Höhen aus Breccie und Tuff, die im Hestfjall (319 m) kulminieren, welcher auf zwei Seiten von der Hvítá und nach N vom Hestvatn umschlossen wird. Dieser See, dessen zahlreiche Buchten zwischen malerische Tuffelsen und Vorgebirge einschneiden, soll eine bedeutende Tiefe haben; man sagt, man habe dort mit 75 m keinen Grund finden können. Der See hat durch die Slauka seinen Ausfluß nach O in die Hvítá. Den östlichen und nördlichen Teil von Grímsnes bildet ein grünes, sumpfiges Flachland mit wenigen Unebenheiten, nur der einzeln stehende Mosfell erhebt sich aus der Ebene; nördlicher liegen die Seen Apavatn und Laugarvatn und an dem Abfall des Hochlandes Laugardalur, eine schöne, mit Buschwald bewachsene Gegend, die von allen Touristen, die nach dem Geysir reisen, besucht wird. Biskupstungur zwischen Brúará und Hvítá liegt verhältnismäßig hoch (100—150 m) und ist im ganzen sumpfig und grasbewachsen, die Grasflächen abwechselnd mit wellenförmigen Hügeln aus Basalt, Dolerit und Tuff; die höchsten Rücken finden sich längs des westlichen Ufers des Tungufljót. Am Fuße der Böschung des Hochlandes liegt der Bezirk Hreppar, der von mehreren Flüssen durchströmt wird, von denen die Laxá der bedeutendste ist. Das Hochland, welches diesen Bezirk im N begrenzt, fällt steil nach O bei Thjórsár-

dalur und Stórinúpur mit mehreren Bergkuppen und Spitzen ab; nach W geht das Berghylsfjall als zusammenhängender steiler Gebirgsausläufer weit in den Bezirk hinab; sonst löst sich der Rand des Hochlandes in eine Menge kleine Berge auf, die den größten Teil dieses Bezirks ausfüllen. Das Terrain ist sehr hügelig, und die vielen freistehenden tafelförmigen Berge, die gewundenen Rücken und abgerundeten Kuppen geben der Landschaft eine Abwechslung, die in den nahe liegenden Gegenden sonst nicht zu finden ist. Sowohl Höhen als Täler sind zum großen Teil mit Gras bewachsen, und Niederungen und Wiesen wechseln ab mit heidekrautbewachsenen Abhängen, grünen Bergseiten und malerischen Felspartien; flache Grasareale finden sich auch auf der flachen Landzunge zwischen Hvítá und Minni-Laxá. Im nördlichen Teile von Holt ist das Terrain auch sehr hügelig, die Höhen erstrecken sich von der Kambsheidi mit Verzweigungen nach verschiedenen Seiten und bilden an der Thjórsá im N von Kálfholt ziemlich hohe Basaltrücken, die sich am westlichen Flußufer hinab nach Flói fortsetzen. Dieses Hügelland ist jedoch sehr sumpfig, nur auf den Hügelrücken gibt es hier und da trocknes Erdreich mit Heidekraut; nach NW finden sich mehrere kleine Seen in Vertiefungen zwischen den Hügeln oder mitten in Sumpfflächen; die Rücken erheben sich hier im Gislholtsfjall zu der ansehnlichsten Höhe (ca 200 m). Im östlichen Teile von Holt ist der Boden trockner, denn hier ruht das Erdreich auf alten, porösen Flugsandbildungen und Tuff wie in Rangárvellir.

Die ausgedehnten Moore und Sümpfe, die sich in den beiden hier beschriebenen Tiefländern finden, haben eine große ökonomische Bedeutung für die Einwohner; ihr Heu dient zum Winterfutter für Pferde und Schafe und teils für Kühe, die doch sonst meist nur mit Heu gedüngter Grasfelder (tún) ernährt werden. Die Moore (mýrar) im Tieflande sind manchmal ganz flach, haben jedoch meist kleine kegelförmige Erdhöcker. Die Vegetation besteht meist aus verschiedenen Carices, besonders *Carex cryptocarpa, C. chordorrhiza, C. rostrata, C. Goodenoughii, C. rariflora* und vielen anderen Arten, *Eriophorum angustifolium* und *E. Scheuchzeri, Scirpus caespitosus, Equisetum palustre* usw., auf einigen nassen Strecken ferner *Menyanthes trifoliata, Hippuris vulgaris, Sparganium, Myriofyllum, Potamogeton* usw. Auf den niedrigeren Teilen des Hochlandes finden sich auch Moore über große Areale, so besonders auf Arnarvatnsheidi und Tvidægra 350—460 m ü. M., sowie in größeren und kleineren Flecken an vielen anderen Stellen. Auf diesen sumpfigen Strecken wächst, außer verschiedenen Carices, Eriophorum stets in großer Menge. Den Hochlandmooren eigentümlich sind sehr große Erdhöcker in Formen, die sich im Tieflande nicht finden. Als Beispiel für den Pflanzenwuchs auf den niedrigeren und am meisten bewachsenen Teilen des Hochlandes kann ich die Gegend am Ulfsvatn auf Tvidægra (453 m) nennen. Der Pflanzenwuchs gleicht hier in hohem Grade der Vegetation im bewohnten Lande, als eine Eigentümlichkeit kann jedoch erwähnt werden, daß *Viscaria alpina* hier überall auf Hügeln und Kiesrücken in ungeheurer Anzahl wächst; obgleich diese Pflanze sonst ziemlich verbreitet ist, habe ich sie doch nirgends so gesellschaftlich auftreten sehen wie hier. An einigen Orten hat der Pflanzenwuchs fleckweise ein mehr alpines Gepräge, besonders am Fuße von Hügelabhängen, wo Schneehaufen lange liegen bleiben. Auf den sumpfigen Flächen gibt es sehr große Erdhöcker, welche »haugar« oder »rústir« genannt werden, sie haben eine unregelmäßige, längliche Form, auf dem Rücken sind sie oft von Pflanzenwuchs entblößt und bestehen hier nur aus schwarzer Erde und Lehm; es sieht aus, als wäre der Erdboden hier aufgeschwollen und die Höcker darauf an der Spitze zerrissen, und daß es sich so verhält, dafür hat man an einigen Stellen unzweideutige Beweise, indem man noch Streifen von dem ursprünglichen Erdreich oben auf dem Rücken des Höckers liegen sieht, während der Inhalt aus den Rissen zwischen

ihnen herausgequollen ist. Einige Erdhöcker, die ich am Ulfsvatn maß, waren 1—1½ m hoch, 15—20 m lang und 7—10 m breit; die Seiten waren mit Heidekraut bewachsen, aber die Zwischenräume mit Carices[1]).

Dicke Schichten Torf finden sich fast überall in den isländischen Mooren und er hat als Brennmaterial große Bedeutung für die Einwohner. Nur in den Gegenden an der Südküste, wo Flugsand, Gletscherflüsse und Vulkanausbrüche beständig das Tiefland verheert haben, fehlt der Torf meistens. Sogar oben in den niedrigen Teilen des Hochlandes und auf den nördlichsten Halbinseln von Island hat der Torf oft eine bedeutende Mächtigkeit, er ruht oft auf Glazialton und enthält fast immer größere und kleinere Birkenstämme. Die Birke in den Torfmooren übertrifft jedoch an Größe nicht die größten Stämme, die es noch jetzt an einzelnen Orten in Island gibt, z. B. im Hallormstadaskógur im Ostlande, aber die Birkenwälder sind in vergangenen Zeiten weiter ausgebreitet gewesen, so daß Täler, Flachland und Küstenland in vorgeschichtlicher Zeit und vielleicht noch im Anfang der geschichtlichen zum großen Teile mit Birkenwald und -Gebüsch bewachsen gewesen sind. In den Gegenden um das Nordkap, wo jetzt wegen des rauhen, kalten Klimas kein Birkengebüsch zu finden ist, habe ich in Grunnavìk, Adalvík und Fljót 4 bis 5 m dicke Torfschichten mit Stämmen von recht ansehnlichen Birkenbäumen gefunden, was auf ein einst milderes Klima in postglazialer Zeit hinzudeuten scheint. Eine Eigentümlichkeit des isländischen Torfes sind die dünnen Schichten von vulkanischer Asche und Sand, die er beinahe immer enthält; die Anzahl und die Dicke der Schichten wächst natürlich in demselben Verhältnis, in dem man sich den großen vulkanischen Centren nähert. Die meisten dieser vulkanischen Schichten bestehen aus basaltischen Scorien, aber an mehreren Stellen finden sich auch eine oder zwei Schichten vom hellem, liparitischem Bimsstein.

Das Tiefland in der Skaptafellssýsla unterhalb der Gletscher ist wahrscheinlich ursprünglich eine Abrasionsfläche, die jetzt ganz mit Sand, Glazialschutt und vulkanischen Produkten bedeckt ist; es wird größtenteils von reißenden und veränderlichen Gletscherflüssen überrieselt und hat daher für die Kultur nur wenig Bedeutung. Die schmalen Küstenränder im West- und Ostlande sind auch bei einem höheren Meeresstande abradiert worden, und Muschelschalen, Treibholz, Strandwälle und Höhlen finden sich hier oft weit von der jetzigen Küstenlinie entfernt. Am inneren Ende der größeren Buchten im Nord- und Ostlande gibt es kleine Flecke Tiefland, meist mit Flutsedimenten bedeckt, und von ihnen aus erstrecken sich lange Täler empor in das Land. Da die Buchten größtenteils durch Senkungen gebildet zu sein scheinen, so haben diese Niederungen wahrscheinlich denselben Ursprung und sind durch negative Verschiebung der Strandlinie über das Meer gehoben. Ziemlich große Strecken Tiefland gibt es auch auf den Halbinseln Skagi und Melrakkaslétta. Die Oberfläche besteht an beiden Orten aus eisgescheuertem Dolerit mit wellenförmiger Oberfläche; die Rücken sind meistens mit losem Doleritschutt und Blöcken bedeckt, aber in den Vertiefungen finden sich Moore und eine Menge kleine Seen.

---

[1]) Am Ulfsvatn sammelte ich 1898 folgende 53 Arten Phanerogamen: Juncus biglumis, J. triglumis, J. trifidus, Luzula spicata, Eriophorum angustifolium, E. Scheuchzeri, Carex alpina, C. atrata, C. chordorrhiza, C. dioica, C. lagopina, C. pulla, C. rigida, C. sparsiflora, Aira caespitosa f. alpina, A. flexuosa, Antoxanthum odoratum, Festuca ovina, F. rubra, Phleum alpinum, Poa alpina, Poa glauca; Trisetum subspicatum, Salix glauca, S. herbacea, Polygonum viviparum, Alsine verna, Cerastium alpinum, C. trigynum, Silene acaulis, Viscaria alpina, Ranunculus acer, Thalictrum alpinum, Cardamine pratentis, Draba incana, Geranium silvaticum, Saxifraga caespitosa, S. hirculus, S. stellaris, Potentilla verna, Alchemilla vulgaris, Sibbaldia procumbens, Vaccinium uliginosum, Loiseleuria procumbens, Bartsia alpina, Veronica alpina, Pingvicula vulgaris, Thymus serpyllum var. prostrata, Gentiana nivalis, G. tenella, Galium silvestre, Hieracium alpinum, Taraxacum levigatum. Diese Liste zeigt, daß die niedrigeren Teile des Hochlandes unter günstigen Verhältnissen ungefähr dieselbe Vegetation haben wie niedrigere Gegenden in einer Höhe von 50—100 m.



5. »Sandar«, Flugsand und »móhella«.

Wie zuvor erwähnt, nehmen Sandstrecken an der isländischen Küste bedeutende Areale ein; sie sind hauptsächlich durch die vielen Gletscherflüsse gebildet, die eine Masse Geschiebe und Grus von den Gletschern hinab in das Tiefland führen, und darum erreichen sie ihre größte Entwicklung an der Südküste unterhalb der großen Eismassen, die hier ungefähr 10000 qkm des nächsten Hochlandes bedecken. Die vielen veränderlichen Gletscherflüsse, die später ausführlicher besprochen werden sollen, führen bei ihrer täglichen Arbeit eine Masse Geröll mit sich, aber bei besonderen Gelegenheiten können die Veränderungen durch die vulkanischen Gletscherläufe (jökulhlaup) plötzlich sehr groß werden, wenn durch die vulkanische Wärme ganze Gletscher zusammenbrechen oder schmelzen. Diese Katastrophen sollen später in den Abschnitten über Gletscher und Vulkane besprochen werden. Plötzliche Veränderungen von geringerer Bedeutung werden auch durch Flüsse hervorgebracht, die von Gletschern aufgedämmt werden und dann plötzlich hervorbrechen und die Umgegend überschwemmen. Die eigentlichen »sandar« an der Südküste beginnen erst in der Rangárvallasýsla westlich vom Eyjafjallajökull bei dem Markarfljót, dessen breites Tal von einem weiten Geröllfeld ausgefüllt ist, über welches der Fluß sich verzweigt. Das Markarfljót verwüstet oft die Fluren der zunächst wohnenden Bauern, da sein Flußbett beständig durch die herabgeführten Geschiebemassen verändert wird. Sein Deltaland (Landeyjar) wird jedoch zum großen Teil von sumpfigen Strecken mit bedeutendem Graswuchs eingenommen, aber Durchschnitte in den Hügeln hier und in der Eyjafjallasveit zeigen, wie oft Veränderungen vorgegangen sind; man findet an manchen Stellen abwechselnde Schichten von Torf, Sand, Ton, Kies und Geschiebe nach der Wassermasse der verschiedenen Flußarme zu verschiedenen Zeiten, und nicht selten trifft man Torfschichten mit bedeutenden Waldresten zwischen Schichten von Geschiebe und Grus.

Die Sandstrecken in der Vestur Skaptafellssýsla nehmen ein Areal von 1230 qkm ein; in der Austurskaptafellssýsla östlich von den Núpsvötn 1500 qkm. Obgleich die Sandflächen hier hauptsächlich von Flußgeschiebe und Flußsand gebildet worden sind, bestehen keineswegs alle ganz aus diesem Material; vulkanische Scorien, vulkanische Asche und Tuffstaub spielen ebenfalls eine Rolle bei der Bildung der Sandstrecken, wo sich in der Nähe tätige Vulkane finden. So überwiegen auf dem Mýrdalssandur die vulkanischen Schlacken und Aschen, während dagegen der Skeidarársandur fast ausschließlich aus fluvioglazialem Geschiebe mit feinem Sand und Ton besteht. Gekritzte Geschiebe sieht man meistens nur dicht am Gletscher liegen. Die Faktoren, welche bei der Bildung der Sandstrecken tätig waren, sind: die Gletscherflüsse, größere und kleinere Gletscherläufe, vulkanische Aschenfälle und Flugsand. Um eine allgemeine Vorstellung von der Beschaffenheit dieser Sandstrecken zu geben, will ich hier in aller Kürze die einzelnen besprechen, da sie, jeder für sich, einen etwas verschiedenen Charakter haben. — 1. Die Sandstrecke am Fúlilækur (Jökulsá) ist die westlichste von diesen Sandwüsten, nimmt ein Areal von 80 qkm ein und erstreckt sich vom Hrútafell zum Steigarháls. Die Jökulsá hat sich ein tiefes Flußbett quer durch diese Sandstrecken geschnitten; im W des Flusses werden letztere Skógasandur, im O von ihm Sólheimasandur genannt. Sie scheinen ursprünglich durch Gletscherläufe entstanden zu sein; in dem vollkommen graslosen Skógasandur ist der Schutt nicht gerollt, sondern besteht aus kantigen Basaltbruchstücken, die ursprünglich in Palagonitbreccie gesessen haben, und auf der Oberfläche liegen große Breccienblöcke verstreut umher. Der Sólheimasandur hat im westlichsten Teile eine ähnliche Beschaffenheit, aber weiter östlich ist der Grus gerollt, indem kleinere, sehr verästelte Gletscherflüsse, Klifandi und Hafursá, die Oberfläche bearbeitet haben; hier ist ein wenig Pflanzenwuchs, besonders

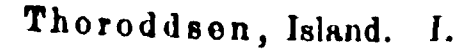
große gelbe Flecke von *Galium verum,* der jedoch wieder und wieder von Gletscherflüssen zerstört wird. Die Sandstrecken erheben sich schwach kuppenförmig gegen den Sólheima-Gletscher hinan, welchem die Jökulsá entspringt, und stellen sich als ein flacher, ungeheuer großer Schuttkegel dar, der das Tal des Gletschers hinunter geglitten ist. Durch diesen flachen Schuttkegel hat die Jökulsá sich ein tiefes, von Terrassen begrenztes Flußbett geschnitten, den kürzesten Weg zum Meere. Das Bett der Jökulsá ist mit großen Rollsteinen angefüllt, die vom Flusse herabgeführt und bearbeitet werden. — 2. Der Mýrdalssandur erstreckt sich von der Arnarstakksheidi und dem Höfdabrekkufjall bis zum Kúdafljót nach O und nach N zum Einhyrningur und hat so ein Areal von ca 600 qkm, wenn die mit Sand bedeckten Laven mitgerechnet werden. Diese Landstrecke steht unter der Herrschaft des nahen Vulkans Katla, und bei den Ausbrüchen wird das ebene Land von Wasserfluten mit Eisstücken und Schutt überschwemmt und mit Asche und Scorien bedeckt. Die Oberfläche besteht daher jetzt hauptsächlich aus neuerem vulkanischen Material, nur in der Nähe der Berge ist etwas Tuffschutt darunter gemischt. Wo die Gletscherflüsse mit ihren weitläuftigen Verzweigungen die Sandflächen überschwemmen, findet sich in den Strombetten Dolerit- und Basaltgeröll, das von den Gletschern herabgeführt wird. Wo man von einem hochgelegenen Ort einen Überblick über größere Strecken des Mýrdalssandur hat, kann man sogleich an dem lichteren Ton die älteren und jüngeren Flußbetten von dem übrigen schwarzen vulkanischen Sande unterscheiden. Der Sandboden muß zum großen Teil aus wechselnden Schichten von Flußgerölle und glazialem Geschiebe, vulkanischen Schlacken und Asche zusammengesetzt und durch die wechselnde Arbeit der Vulkane und der Ströme hervorgebracht sein. Auch die Gletscherläufe führen große und kleine eisgescheuerte Blöcke von Basalt, Dolerit und Breccie herab, und diese werden mit Flußkies und Gerölle, Asche, vulkanischen Bomben usw. zu einer eigentümlichen, vulkanisch-fluvioglazialen Bildung zusammengemischt, die sicherlich in der Vorzeit auch an vielen anderen Orten in Island entstanden ist und sich faktisch in den oberen Etagen der Palagonitformation findet; der Schlüssel zum Verständnis dieser älteren Bildungen findet sich gegenwärtig auf dem Mýrdalssandur. Näher am Meere ist der vulkanische Schutt an der Oberfläche feiner und geht oft in feinen Staub über, der bei dem geringsten Winde in Bewegung gerät; an einigen Stellen ist die Masse schon zu einem festen Tuff erhärtet. Der ganze westliche Mýrdalssandur ist vollständig flach, nur an einzelnen Stellen finden sich niedrigere, einige Meter hohe Steinhaufen, die zurückgeblieben sind, wo Eisberge auf den Sandflächen abgeschmolzen sind. Doch hat der Mýrdalssandur natürlich eine schwache Neigung gegen das Meer, bei Hafursey 0° 41′ 27″, an anderen Stellen weniger. Der westliche Teil ist vom Pflanzenwuchs so gut wie entblößt, nur in der Nähe der Küste sind die Dünen mit wenig *Elymus arenarius* bewachsen; im östlichen Teile ist die Vegetation dagegen bedeutend mehr entwickelt. Der Bezirk Alptaver gehört vollständig in das Gebiet der Sandstrecken, der vulkanische Flugsand tritt hier überall unter der Rasendecke zutage. Von der Hólmsá abwärts gegen Alptaver besteht die Unterlage an den meisten Stellen aus alter Lava, aber an der Oberfläche wird die Lava meist von Flugsand, Kies und Schutt bedeckt; auf dieser Strecke sind verschiedene Oasen umher verstreut, da die letzten Gletscherläufe von der Katla diese Gegenden einigermaßen verschont haben. — 3. Der Mælifellssandur liegt nördlich vom Mýrdalsjökull, zwischen diesem und dem Torfajökull, und hat ein Areal von ca 80 qkm; er soll wie der Mýrdalssandur hauptsächlich aus vulkanischer Asche und Schlacken bestehen, ich selbst habe nur den östlichen Teil gesehen. Die losen vulkanischen Massen rühren wahrscheinlich von der Katla her, vielleicht auch zum Teil von der Hekla. — 4. In Medalland unterhalb der Lavaströme ist der Erdboden von Skaptárós bis zum Kúdafljót ausschließlich aus feinem Sand und Lehm und einigen wech-

selnden Schichten schwarzer Erde zusammengesetzt; der hiesige Bezirk befindet sich zur Zeit mitten in einer Sandflugperiode, mehrere Grundbesitztümer sind ganz oder halb von Flugsand verwüstet; auch die Flüsse werden zuzeiten von den vorwärts stürmenden Sandmassen verstopft, so daß einige Gehöfte sehr durch Überschwemmungen gelitten haben. Die Sandablagerungen in Medalland nehmen ein Areal von ungefähr 220 qkm ein. — 5. Der Brunasandur nimmt das Flachland zwischen Skaptárós und Hvalsíki ein und erstreckt sich nach N bis zu den Lavaströmen des Hverfisfljót und nach NW hinan gegen Austur-Síða; er hat ein Areal von ca 160 qkm. An der Oberfläche ist die Zusammensetzung des Brunasandur so, daß ungefähr die Hälfte aus feinem gerolltem Flußkies und die andere Hälfte aus vulkanischem Staub und Scorien besteht. Vor dem großen Vulkanausbruch 1783 rann das Hverfisfljót in mehreren Armen über diese Sandstrecke, die damals ganz von Pflanzenwuchs entblößt war, und aus jener Zeit stammt der gerollte Kies; später sind bei Ausbrüchen und Stürmen vulkanische Scorien und vulkanischer Staub hinzugekommen. Durch den Lavastrom 1783 wurde das Hverfisfljót nach O gedrängt und mußte die Sandstrecke verlassen und danach hat der Pflanzenwuchs die Oberhand gewonnen, so daß mehr als ein Dritteil des Brunasandur jetzt mit Gras bewachsen ist, und hier finden sich jetzt sieben Gehöfte, wo früher keine waren. Gegenwärtig wird der Brunasandur von klaren Bächlein durchströmt, die aus dem Lavarande entspringen. Die Sandstrecken unterhalb Austur-Síða, die von mehreren kleineren Flüssen mit klarem Wasser durchströmt werden, bestehen hauptsächlich aus Kies und Lehm. — 6. Die Sandflächen unterhalb der Ansiedlungen in Fljótshverfi haben ein Areal von ca 90 qkm und bestehen überwiegend aus Gletscherton und vulkanischem Flugsand. — 7. Der Skeidarársandur (ca 900 qkm) besteht ausschließlich aus gerolltem Gletscherschutt und Gletscherton und bildet eine kahle Fläche zwischen den beiden wasserreichen und gefährlichen Flüssen Núpsvötn und Skeidará. An der Küste haben die vielen fließenden Wässer mehrere Lagunen gebildet, die sich jedoch jährlich verändern, besonders bei den häufigen Gletscherläufen; als ich 1893 diese Gegenden besuchte, fand sich eine große Lagune östlich von Hvalsíki, die erst das Jahr vorher durch einen Gletscherlauf gebildet worden war. Von Unebenheiten finden sich auf der Sandfläche nur einige einzelne Moränenzüge und Geschiebehügel, die durch Gletscherläufe hervorgebracht sind, nebst den verschiedenen Flußbetten, welche von den veränderlichen Gletscherflüssen in den Sand eingegraben sind. Die Oberfläche ist bis 6—7 km von Gletscher mit eirunden Rollsteinen, oft von bedeutender Größe bedeckt, zuweilen ist feiner Sand und Ton dazwischen, wo kleine Gletscherbäche über das Rollsteinfeld gerieselt sind und ein feineres Material als die großen reißenden Gletscherflüsse herabgeführt haben; an einzelnen Steinen sieht man feine Ritze, welche zeigen, daß die Rollsteine wieder unter den reibenden Einfluß der Gletscher gekommen sind, nachdem sie vom Wasser abgerundet waren.

8. Östlich von der Skeidará bei dem Bezirk Öræfi hat das Flachland einen ähnlichen Charakter wie der Skeidarársandur; es besteht hauptsächlich aus Geröll der vielen Gletscherflüsse sowie aus Tonflächen, die vom Gletscherwasser überschwemmt werden, welches veränderliche Wassersammlungen und Lagunen bildet. Die Geröllflächen steigen in schwachgeneigten Kegeln gegen die verschiedenen Gletscher hinan und große, durch Gletscherläufe hervorgekommene Stücke Breccie liegen oben auf dem Geröll verstreut umher. Diese Sandstrecken bei Öræfi haben ein Areal von ca 150 qkm. Gleich östlich vom Öræfajökull beginnt 9. der Breidamerkursandur (ca 160 qkm), der sich nach Reynivellir hin erstreckt; er besteht aus grobem Geröll und Rollsteinen, welche durchschnittlich die Größe einer geballten Faust haben, einige sind kleiner, andere größer; zwischen den Steinen ist meistens feiner Sand. Die meisten Rollsteine bestehen aus Basalt und Dolerit, aber es finden sich auch viele aus Gabbro, besonders bei den größten Flüssen, wie Jökulsá und

Breidá. Im W der Breidá verschwindet der Gabbro, dagegen enthält der Sand hier viele Rollsteine von Palagonitbreccie und Liparit, denn diese Gesteinsarten bilden die Hauptmasse der Randberge des Öræfajökull. Auf dem Breidamerkursandur ist mehr Pflanzenwuchs als auf dem Skeidarársandur, da Gletscherläufe in dieser Gegend selten sind, obgleich der Breidamerkurjökull mit den dazu gehörigen Flüssen sehr veränderlich ist. Mitten auf der Sandfläche ist eine Oase mit einer spärlichen Grasdecke, welche Nýgrædur genannt wird, weil sie sich erst neuerdings gebildet hat, nachdem das Gletscherwasser hier auf einer längeren Strecke die Ebene einige Zeit in Frieden gelassen hatte; dieses Grasland wird jedoch gewöhnlich im Laufe von 10—20 Jahren mehrere Male verwüstet, wenn die Flüsse ihr Bett verändern. Einige Gletscherbäche verzweigen sich jedoch über Nýgrædur; da sie aber für den Augenblick nur eine geringe Wassermasse führen, haben sie nicht genug Kraft, um zerstörend auf die Vegetation zu wirken. Die Unterlage der ganzen Sandstrecke unterhalb des Vatnajökull vom Breidamerkursandur bis zum Hornafjördur ist auf dem ganzen Wege Fluß- und Gletschergeröll; hier findet sich jedoch etwas Grasland oben auf dem Rollsteingrus und bewohnte Bezirke mit mehreren Gehöften; vollständig nackt treten jedoch die Sandflächen an allen größeren Gletscherflüssen zutage, z. B. an den Steinavötn und den Heinabergsvötn. — 10. Der Steinasandur mit naheliegenden Sandstrecken hat ca 40 qkm Areal und besteht hauptsächlich aus gerolltem Basaltschutt mit einzelnen Bruchstücken von Gabbro. — 11. Der Heinabergssandur, der sich von der Hólmsá nach Kolgríma erstreckt, hat ein Areal von ungefähr 150 qkm und besteht aus ähnlichem Grus mit etwas gröberem Material, meist Basalt, mit einzelnen Rollsteinen von Gabbro und Liparit dazwischen. — 12. Das ganze Tiefland in Lón (100 qkm) ist nichts weiter als ein nacktes Geröllfeld, zusammengesetzt aus Rollsteinen von Liparit, Granophyr und Basalt, welche die Jökulsá i Lóni nach und nach über die Ebene ausgebreitet hat. Dieser große Gletscherfluß hat wie andere ähnliche einen sehr veränderlichen Lauf und verzweigt sich weit und breit über das flache Land; zwei kleine Flüsse mit klarem Wasser, Karlsá und Reidará, die in warmen Sommern oft beinahe ausgetrocknet sind, führen beim Auftauen im Frühjahr große Wassermassen und liefern dann mächtige Beiträge zur Bildung der Grusebene. Die isländischen Gletschersandflächen in der Skaptafellssýsla wurden zuerst von Sveinn Pálsson (1796) beschrieben; später wurden sie von Otto Torell (1857) näher untersucht, der auf ihre Ähnlichkeit mit glazialen Sand- und Tonbildungen in Skandinavien und Mitteleuropa aufmerksam machte. C. W. Paijkull (1865) spricht von den Wirkungen der Gletscherläufe und ihrem Einfluß auf die Bildung der Gerölldämme (rullstensåsar) und ferner hat K. Keilhack die isländischen »Sandar« mit glazialen Bildungen in Deutschland verglichen [1]). Eine Spezialuntersuchung der verschiedenen »Sandar« ist noch nicht vorgenommen, würde aber gewiß von großem Interesse sein.

Im Ost- und Nordlande finden sich kleine Sandflächen an der Mündung großer Flüsse, die von Gletschern entspringen; da sie aber soweit von den Gletschern entfernt liegen, sind diese Sandablagerungen aus einem viel feineren Material zusammengesetzt als der Sand an der Südküste. Die Ebene am Hjeradsflói (ca 180 qkm) an der Ostküste besteht aus feinem Sande; der oberste Teil ist zum größten Teil von Rasen bedeckt, aber näher am Meere ist der Sand entblößt und geht über in Flugsand mit einzelnen Büschen *Elymus arenarius*. Am Axarfjördur hat die Jökulsá eine ca 140 qkm große Sandfläche gebildet, teils von



[1]) Otto Torell: Undersökningar öfver istiden (Øfversigt af Vetenskaps Akademiens Förhandlingar 1872, Nr. 10); C. W. Paijkull: Bidrag till kännedomen om Islands bergsbyggnad (Vet. Akad. Handl. 1867 VII, Nr. 1); K. Keilhack: Vergleichende Beobachtungen an isländischen Gletscher- und norddeutschen Diluvial-Ablagerungen (Jahrbuch d. kgl. preuß. geolog. Landesanstalt 1883, S. 159—176); A. G. Nathorst: Über die Beziehungen der isländischen Gletscherablagerungen zum norddeutschen Diluvialsand und Diluvialton (Neues Jahrbuch für Mineralogie usw. 1885, Bd. I, S. 74—75).



gröberem Material, da dieser Strom sehr reißend und wasserreich ist und außerdem ab und zu große Gletscherläufe hat, die auf das Deltaland bedeutenden Einfluß gehabt haben. Auf den Sandflächen kann man große Blöcke von Breccie und Dolerit umherliegen sehen, sie sind von den Gletscherläufen herabgeführt und zurückgelassen. Zu oberst und am nächsten dem Ausfluß der Jökulsá aus der langen Kluft in das Flachland ist der Sand grob, wird aber feiner näher der See, wo Flugsand mit *Elymus arenarius* vorhanden ist. Ein Teil der Sandflächen ist mit Gras bewachsen, und hier gibt es einige Gehöfte; in früheren Zeiten sind ihrer mehr gewesen, aber von Gletscherläufen zerstört worden. Die verderblichsten dieser Katastrophen fanden statt in den Jahren 1655, 1717, 1726 und 1729. Der Gletscherlauf von 1717 rührt aller Wahrscheinlichkeit nach von einem Vulkanausbruch in den Kverkfjöll her, durch den ein Gletscher an den Quellen der Jökulsá zerbarst und schmolz; von den anderen Gletscherläufen hat man nur unvollständige Nachrichten. Am Skjálfandi, Skagafjördur und Húnafjördur finden sich kleinere Sandstrecken, die meistens aus feinem Sande und zum Teil aus Flugsand mit Höckern voll *Elymus arenarius* bestehen.

Auf der nordwestlichen Halbinsel nordwestlich von Látrabjarg finden sich hier und da an der Küste (Látravík, Breidavík, Saudlauksdalur) kleine Strecken von einem eigentümlichen, rötlich-gelben Flugsande, der aus pulverisierten Muschelschalen besteht; dieser Flugsand bedeckt hier nicht nur das Flachland im Hintergrunde der kleinen Buchten, sondern erstreckt sich auch hoch an den Abhängen hinan, die dadurch ein buntes Aussehen erhalten; die hellen Sandflecke können von den Schiffen aus, welche die Küste in weitem Abstande passieren, gesehen werden, da sie gegen den schwarzen Basalt grell abstechen. An einigen Stellen sieht man mehrere abwechselnde Schichten von Sand und Torf, die ebenso viele Perioden bezeichnen, in denen entweder die Vegetation oder der Sandflug das Übergewicht gehabt hat. Der Sand kommt vom Meere herauf und stammt wahrscheinlich vom Breidifjördur, wo auf dem seichten Wasser zwischen den vielen Inseln und Schären ein kräftiger Tangwuchs und ein reiches Tierleben bestehen. Die Strömung geht von dort nach W an Bardaströnd entlang nach Skor und Látrabjarg und setzt den mitgeführten Muschelsand in den kleinen Buchten auf der anderen Seite von Látrabjarg ab. Der Raudisandur zwischen Skor und Látrabjarg hat auch eine rotgelbe Farbe und besteht ebenfalls aus Muschelsand, gemischt mit Alluvien aus verschiedenen Flüßchen.

Der Flugsand, in Island, wie schon erwähnt, so allgemein, ist von verschiedener Beschaffenheit und Abstammung. Er kann gröber und feiner sein, ist aber oft so fein, daß er überall in die Häuser eindringt, in die Koffer des Reisenden, ja in die Instrumente. Bei starken Stürmen in Flugsandgegenden wird der feinste Staub bis in ferne Landesteile verbreitet und daher in feinen Schichten über das ganze Land abgesetzt, jedoch natürlich am meisten in den Gegenden, die dem vulkanischen Tuffgürtel am nächsten liegen. Unter diesen Verhältnissen ist der Himmel in fernen Gegenden gelbbraun von dem äußerst feinen Staub, der die Luft erfült, und dieser Zustand wird von den Isländern »mistur« genannt. Starke Staubfälle auf Schiffen weit draußen im Atlantischen Ozean haben oft zu Zeitungsnachrichten von Vulkanausbrüchen Veranlassung gegeben, die gar nicht stattgefunden haben, aber der Irrtum ist natürlich, da der Staub fast ausschließlich aus vulkanischen Glaspartikelchen u. dgl. besteht. In den eigentlichen Flugsandstrecken und in den nächsten Gegenden, wo auch die größeren Steinpartikel bei dem Sturm in Bewegung kommen, hat der Flugsand nach vielen Richtungen einen sehr großen Einfluß. Sandstürme im inneren Island gehören zu dem Unangenehmsten, was dem Reisenden begegnen kann, und da solche Stürme auf den öden Hochflächen eine gewaltige Stärke haben können, kann man dann nichts anderes tun als stille liegen; der Sandsturm ist am dunkelsten und dichtesten nächst dem Erdboden, und hier kommt auch der grobe Grus und Schutt in Bewegung. Der

Flugsand ist ein mächtiger geologischer Faktor und hat eine stark denudierende Wirkung auf die Tuffberge, die durch den Angriff des Sandes im Laufe der Zeit zu Ruinen mit den merkwürdigsten Formen umgestaltet sind. Auch härtere Gesteinsarten werden von dem Sande beeinflußt, die im Innern so häufigen Doleriten haben durch den Sandflug an der Oberfläche eine matte Politur mit unregelmäßigen Vertiefungen, Streifen und Furchen erhalten. Basalt zeigt gleichfalls dieselben Merkmale, ebenso lose Steinblöcke und grober Grus auf den inneren Hochflächen. Auch Pyramidalsteine sind sehr allgemein. Durch die Einwirkung des Sandfluges hat die Oberfläche der Steine ein eigentümliches, narbiges Aussehen angenommen; sie sehen aus, als wären sie mit einer dicken Schicht mattglänzenden Firnisses überstrichen, worin die Windmarken mit einer sehr wechselnden Tiefe, Breite und Länge eingegraben sind. Daß die matte Politur von dem Sandflug herrührt, sieht man an allen größeren losen Steinen, die nicht vom Winde bewegt werden können, da sie nur auf der nach oben gekehrten Seite gefirnißt sind; die Steine sind auch immer am meisten genarbt und glasiert auf der Seite, von der die stärksten Stürme zu kommen pflegen. Dasselbe sieht man an Tuff- und Brecciebergen, sie sind stets auf der Windseite am meisten mitgenommen und zerrissen, wie auch die in der Breccie eingekitteten Basaltbruchstücke auf dieser Seite weiter aus der Grundmasse herausstehen als auf der entgegengesetzten. Einzelne Male befinden sich Windmarken und glaziale Schrammen an demselben Stein und ihre Ungleichheit ist auffallend; gute Beispiele davon habe ich besonders in der Nähe der Quellen des Hverfisfljót gefunden.

Die Bestandteile des Flugsandes sind verschieden; fast immer besteht er jedoch in Island aus zerkleinerten jüngeren vulkanischen Gesteinen, aber niemals aus Quarzsand, den es in Island nicht gibt. 1. Palagonitstaub und Palagonitsand, ein Produkt aus der Verwitterung der Tuffberge, gewöhnlich von einer bräunlichen Farbe, ist der meist verbreitete Flugsand und bedeckt große Areale; er ist das feinste und leichteste und wird deshalb vom Winde am weitesten fortgeführt. Wie das Mikroskop zeigt, besteht der Staub, gleich den Tuffen, aus Glaspartikeln, Palagonit, Tachylyt, Plagioklas und Augit, verschiedenen, fein zerteilten zeolithischen Umbildungsprodukten usw. Die Bestandteile können sehr verschieden gemischt sein; in dem Palagonitsand sind die Partikel größer, mit basaltischen Scorien und zuweilen mit liparitischem Bimsstein vermischt. 2. Neuere vulkanische Asche von dunkelgrauer Farbe, hauptsächlich aus zerkleinerten Scorien u. dgl. bestehend, ist bedeutend schwerer und weniger beweglich, findet sich besonders in Höhlungen der Lavaströme und in den Umgebungen der Vulkane und wird nicht annähernd so sehr von den Stürmen über das Land verbreitet, obgleich sie oft für die Gehöfte, die den Lavafeldern und Vulkanen am nächsten liegen, unangenehm genug sein kann. Diese beiden Arten Flugsand, die oft zusammengemischt sein können, sind die gewöhnlichsten, aber außerdem finden sich — mehr lokal — andere Arten Flugsand. 3. Trockner Gletscherton findet sich besonders in der Nähe der großen Gletscher und Gletscherströme sowohl auf der Nord- wie der Südseite des Vatnajökull; Tonstaub ist u. a. allgemein auf dem Skeidarársandur und in Fljótshverfi an den Lagunen der großen Ströme; bei Gletscherläufen und Überschwemmungen wird der Gletscherton in bedeutenden Massen abgesetzt, die bei trocknem Wetter durch den Wind in Bewegung geraten. 4. Bimssteinstaub, aus pulverisiertem liparitischem Bimsstein bestehend, findet sich besonders südöstlich von der Askja und stammt hier von dem Ausbruch im Jahre 1875 her; er ist vermischt mit feinen Glasfaden und Glasstücken; er ist sehr leicht, hat aber weniger Bedeutung wegen seiner geringen Verbreitung. 5. Flugsand, aus zerkleinerten Muschelschalen bestehend, findet sich, wie zuvor erwähnt, in größerer Masse nur auf der nordwestlichen Halbinsel auf beiden Seiten von Látrabjarg. Kleinere Partien von hellem Muschelsand gibt es auch an der äußersten Spitze von Reykjanes,

besonders auf Gardskagi, wo man an der Küste hier und da wechselnde Schichten von Flugsand, Tang und vulkanischen Scorien trifft.

Wie man auf der geologischen Karte sehen kann, befindet sich die größte Strecke Flugsand im Nordland, in den Tuffgegenden östlich der Jökulsá i Axarfirdi. Hier ist das Hochland ausschließlich mit Flugsand bedeckt, der durch die Verwitterung des Palagonittuffs entstanden ist; an der Oberfläche finden sich kleine Dünen, die jedoch selten höher sind als 2—3 m, sowie hier und da Sandflächen mit niedrigen Wellen. Wegen der Unbeständigkeit der Winde sind die Formen der Sandhöcker sehr unregelmäßig. In dem feineren Sande sind kleine Lavastücke verstreut, die im Tuff eingekittet waren. Die Mächtigkeit der losen Massen ist sehr verschieden, aber doch durchgängig nicht sehr bedeutend; in einem Brunnen bei Grimsstadir, den ich 1882 besichtigte, waren zuoberst 6⅓ m feiner, dichtgepackter Flugsand und darauf 2½ m gerollter Grus, der auf festem Felsen von Palagonitbreccie ruhte. Die darunter liegende Breccie kommt auch im Boden aller tieferen Wasserrinnen hervor, doch gibt es ihrer nur sehr wenige und die meisten sind nur beim Auftauen im Frühjahr mit Wasser gefüllt. Dicht bei Grimsstadir ist das Bett eines Baches, welches um das Jahr 1850 nur 2—3 m breit war, 1882 aber vom Tauwasser des Frühjahrs so erweitert war, daß es nun 60—75 m breit und so tief war, daß es das Gehöft gegen Sandflug schützte. Wo der Flugsand durch Feuchtigkeit zusammengehalten wird, bildet er kleine Flächen, die während der Trockenheit und bei Frost in eine Menge Polygone zerspringen; die Risse werden daher vom Sandgestöber ausgefüllt, so daß die Flächen eine Ähnlichkeit mit Mosaik annehmen. Eigentlichen Rasen gibt es in dem südlichen Teile dieser Gegend nur an sehr wenigen Stellen, die Flugsandhöcker sind hier und da mit *Elymus arenarius* und mit kriechenden Zwergweiden, besonders *Salix glauca* und *S. lanata*, bewachsen. Auf einer längeren Strecke gegen NO bei Vidirhóll finden sich aber ziemlich ausgedehnte Rasenflächen mit einem spärlichen Pflanzenwuchs von Gramineen und Cyperaceen nebst einzelnen kleineren, sumpfigen Strecken, die jedoch nun im Begriff sind, vom Sandtreiben ausgetrocknet zu werden. Bei Vidirhóll fand ich (1895) in einem Flußbett unter 4 m Flugsand groben Geschiebe nebst großen erratischen Blöcken aus Breccie. Auf Mývatnsöræfi westlich der Jökulsá tritt der Flugsand auch auf, hier aber gewöhnlich nur als dünne Schicht oben auf den Lavaströmen, hier und da mit kleinen, 1—2 m hohen Sandhöckern um Büschel von *Elymus arenarius*, ebenso in der Umgebung des Svartárvatn und der Sudurá. An diesen beiden Stellen besteht der Sand sowohl aus verwittertem Palagonittuff wie aus dunklerer vulkanischer Asche, die in den Einsenkungen im Odádahraun sehr verbreitet ist. Auf den Ebenen nördlich vom Dyngjujökull breiten die Gletscherbäche Gletscherton über große Strecken aus, und wenn dieser trocken ist und ein Wind sich erhebt, sind die Ebenen in große Staubwolken von feinem Gletscherton gehüllt, welche sich weiter nördlich mit dem liparitischen Bimssteinstaub aus der Askja vermischen. Es ist ergötzlich, bei sonst stillem Wetter zu sehen, wie hohe Staubsäulen sich bei plötzlichen kleinen Wirbelwinden von den Sandflächen erheben, im Kreise umherlaufen und verschwinden, worauf sich dasselbe an anderen Stellen wiederholt. Dieses war sehr häufig während meines Aufenthalts bei Herdubreidarlindir 1884 und auf dem Mýrdalssandur 1893; ähnliche Wirbelwinde habe ich auch auf Rangárvellir und in dem von hohen steilen Bergen begrenzten Hvalfjördur beobachtet; hier wurde das Seewasser in hohen, sich drehenden Säulen emporgehoben, die über die Oberfläche des Fjords, eine nach der anderen, ringsum liefen, genau in derselben Weise wie die Sandsäulen auf den Ebenen.

Die sehr bedeutenden Flugsandmassen, die sich bei dem Thórisvatn, den Veidivötn und zwischen den Bergketten am Langisjór finden, haben einen großen Einfluß auf die Ausmeißelung der Formen der Tuffberge gehabt. Die Berge zwischen Tungná und Skaptá sind

besonders stark angegriffen worden; durch die schmalen Täler zwischen den Tuffketten jagt der Sand mit starkem Fluge, so daß nicht der geringste Pflanzenwuchs im Bereich des gröberen Sandes Fuß fassen kann; erst hoch oben in den Bergen haben sich an geschützten Stellen einige Moose niederlassen können. Die Bergrücken sind mit phantastisch geformten Türmen und Gipfeln besetzt, die sich mit Spitzen so scharf wie Nadeln zum Himmel erheben, und an vielen Stellen sind durch die Verwitterung große Löcher quer durch den obersten scharfen Rand der Berge gebildet; größere Einsenkungen und kleine Talrinnen sind von wanderndem Flugsand beinahe ausgefüllt, und in tieferen Klüften gibt es lößartige Schichten von »móhella«. Der Flugsand besteht hier aus einer Mischung von Palagonitstaub, vulkanischer Asche und einer ungeheuren Menge ziemlich großer, aber leichter Scorien. Zwischen den Veidivötn und dem Thórisvatn hat der Flugsand nur eine geringe Mächtigkeit und die darunterliegende Lava kommt an vielen Stellen durch die Sandschicht zum Vorschein; die Oberfläche hat in der Regel kleine Wellen, aber die Dünenbildung ist unbedeutend, nur an einzelnen Stellen finden sich kleine Sandhöcker um Büsche von *Elymus arenarius,* aber der größte Teil dieser Sandstrecken ist vollständig von Pflanzenwuchs entblößt.

In den eigentlichen Tuffgegenden haben die älteren und jüngeren äolischen Bildungen große Ausbreitung und Mächtigkeit und wechseln oft mit vulkanischen und glazialen Bildungen ab, aber der feine Palagonitstaub wird, wie zuvor erwähnt, vom Winde auch nach den ferneren Basaltgegenden geführt und gibt Anlaß zur Bildung lößartiger Schichten, einer Art sekundären Tuffs, welche die Isländer »móhella« nennen. Ältere und jüngere Schichten dieser Art finden sich so ziemlich in jedem Flußtal und können oft bedeutende Mächtigkeit haben, móhella wechselt oft mit älteren und jüngeren glazialen Bildungen, mit Torf und mit Lavaströmen von Dolerit und Basalt ab. Vieles von diesen äolischen Bildungen stammt wahrscheinlich aus der Zeit gleich nach der Eiszeit, einiges kann vielleicht präglazial oder glazial sein, denn während langer Zeiträume sind mächtige Tuffbildungen auf dem Hochland durch Winderosion und von Flüssen und Gletschern fortgeführt worden. Innerhalb der Basaltformation haben die äolischen Bildungen die größte Mächtigkeit in den Tälern, die am nächsten an den Tuffgegenden und den Flugsandarealen liegen. So finden sich im oberen Teile des Tales des Skjálfandafljót (Króksdalur) mächtige »móhella«-Bildungen durchwebt von Pflanzenstengeln und roten Tuffröhren, welche um die nun vermoderten Stengel herum gebildet worden sind; ebenso gibt es im Jökuldalur hohe Profile mit abwechselnden Schichten von »móhella«, Flußgerölle, glazialem Geschiebe und eisgescheuerten Blöcken. An der Hvítá im Borgarfjördur und den Flüssen auf Mýrar, am hinteren Ende des Faxaflói sowie in den Tälern, die sich von hier aufwärts in das Land erstrecken, ist »móhella« etwas Gewöhnliches und ebenso an vielen Flüssen des Nordlandes; sehr selten ist sie dagegen auf der nordwestlichen Halbinsel und an den eigentlichen Ostfjorden, da diese Gegenden fern von dem Tuffgebiet liegen und der Basalt hier wahrscheinlich nie eine Tuffdecke gehabt hat.

Nirgends haben alte Flugsandbildungen so große Verbreitung wie in dem südlichen Tiefland, besonders in den Gegenden Rangárvellir, Holt und Land, wo sie eine bedeutende Mächtigkeit haben; auch an anderen Orten in demselben Tiefland ist »móhella« in den mehr untergeordneten Schichten ziemlich gewöhnlich. Im Bezirk Land ist der Flugsand noch in steter Bewegung und Tätigkeit und hat im 19. Jahrhundert viel Zerstörung angerichtet. Wie vorher erwähnt, besteht der Grund hier aus Lava, welche früher mit »móhella« und Rasen bedeckt gewesen ist, der nun zum großen Teil durch einwandernde Flugsandmassen aus NO zerstört worden ist. Die Sandstürme graben tiefe Rinnen und Furchen durch das Erdreich, die sich beständig erweitern, bis große Strecken verwüstet sind; nur einzelne dicke Rasenstücke mit ausgehöhlten Seiten bleiben als Zeugen des Zerstörungs-

werkes stehen, bis auch sie unterliegen und von den Sandstürmen vernichtet werden. In dieser Gegend hat der Sandflug auf großen Strecken den Rasen abgeschält bis hinab auf den festen Felsen und so durch das grasbewachsene Erdreich breite graslose Rinnen mit Flugsand gebildet, die beständig fortgesetzt und erweitert werden. Der Skardsfjall, der mitten im Bezirk Land steht, hat die Strecken beschützt, welche nach SW auf der Leeseite des Berges liegen und ebenso haben einige Wasserläufe, wie z. B. der Stóruvallalækur, schützend gewirkt. Wo Land noch von Rasen bedeckt ist, liegen dicke »móhella«-Bildungen unter dem Erdreich auf der Lava, die »móhella« ist während alter vorgeschichtlicher Sandflugperioden entstanden. Spuren von einem noch älteren Sandflug gibt es auch; so fand ich bei Lækjarbotnar »móhella« sowohl unter der alten Lava wie oben auf derselben. Die Landstrecke Holt ist hügelig und in den Einsenkungen sehr sumpfig; hier sieht man in allen Durchschnitten auf dem darunterliegenden eisgescheuerten Basalt alte »móhella« von wechselnder Mächtigkeit (5—20 m); an einigen Stellen wird sie von feinem hellgrauen Ton bedeckt, der vielleicht von alten Gletscherflüssen abgesetzt ist.

Wo der Flugsand fortwährend in Bewegung ist, kann kein Pflanzenwuchs gedeihen, aber wenn der feinere Staub und Sand bis hinunter auf den gröberen Grus fortgeweht ist, sagen die Isländer, der Sand sei »örfoka«, d. h. er kann nicht mehr wegfliegen; alsdann können die Pflanzen wieder Wurzel schlagen, und es bildet sich nach und nach ein neues Erdreich, bis auch dieses fortgeblasen wird. Nirgends kann man so gut wie in Rangárvellir so deutliche Spuren wechselnder Sandflug- und Vegetationsperioden sehen, die Jahrtausende hindurch stets mit einander abgewechselt haben. In dieser Gegend zwischen den beiden Rangás besteht der Grund ausschließlich aus »móhella«, deren Mächtigkeit unbekannt ist, jedoch bedeutend sein muß, wahrscheinlich 100 m oder mehr. Die Ebene Rangárvellir, welche oben an die Lavafelder der Hekla stößt, von denen eine Masse vulkanische Asche in das bewohnte Land getrieben wird, ist von tiefen, verzweigten Talstrichen durchzogen (Skollagróf, Midalda), welche oft trocken sind, durch die aber im Winter und Frühjahr bei Tauwetter bedeutende Wassermassen ihren Abfluß haben. Man steigt von der Ebene über kleine Terrassen in diese Talstriche hinab, wo auf dem Boden oft ein grasbewachsenes Flachland ist, das dem anderen gleicht, aber in einem niedrigeren Niveau liegt. An den Talseiten sieht man die Zusammensetzung der »móhella«; blaugraue feine Sandschichten wechseln mit rötlichen, von Eisenverbindungen durchzogenen Sandschichten, und die einzelnen größeren Steine, die sich eingelagert finden, sind vom Sandflug bearbeitet und abgerundet. In einzelnen Schichten findet man Erde und Pflanzenüberreste sowie von Grashalmen herrührende Tonröhren; hier und da sieht man auch Schichten von Bimsstein und Scorien, die von vorgeschichtlichen Ausbrüchen nahe gelegener Vulkane Zeugnis ablegen. In diesen Gegenden hat man schon frühzeitig in der weichen »móhella« Schafställe, Vorratskammern und andere Behältnisse ausgehöhlt, die von den Bauern benutzt werden. Ähnliche alte Flugsandbildungen gibt es in der Vestur-Skaptafellssýsla, besonders in Medalland, wo sie u. a. in dicken Profilen am Eldavatn und an anderen Wasserläufen wahrgenommen werden können.

6. Täler.

Die isländischen Täler sind noch sehr wenig untersucht und es ist fast nichts über sie geschrieben worden. Hier sollen jedoch nur einige allgemeine Bemerkungen über die Täler gemacht werden, da eine eingehende Beschreibung einzelner, die ich näher untersucht habe, zu viel Platz einnehmen würde und daher bis auf ein anderes Mal warten muß. Größere gutentwickelte Talsysteme gibt es nur in den Basaltgegenden Islands, wo die vielen größeren und kleineren Täler alle der Erosion ihren Ursprung verdanken. Die Talbildung auf dem Basaltplateau ist aller Wahrscheinlichkeit nach schon am Schlusse des

Pliocäns weit vorgeschritten gewesen, und die Täler sind im Anfang der Eiszeit in allem Wesentlichen so ausgestaltet gewesen wie jetzt. Die längsten Täler finden sich im nördlichen und nordöstlichen Island, Fljótsdalur 85 km, Jökuldalur 80 km, Bárdardalur 100 km, Fnjóskadalur (mit Flateyjardalur) 80 km, Eyjafjardardalur 55 km, Hörgárdalur (mit Öxnadalur) 50 km, Skagafjardardalur 65 km, Blöndudalur 50 km usw. Alle diese Täler sind schmal, 2—5 km breit; nur Skagafjardardalur ist breiter, 5—10 km, dieses Tal ist aber auch aus zwei parallelen Tälern mit zwei Flüssen zusammengesetzt, die durch einen schmalen und niedrigeren Rücken geschieden werden. Die anderen Haupttäler, die sich in das Basaltplateau auf der nordwestlichen Halbinsel und im Ost- und Südwestland hinein erstrecken, sind bedeutend kürzer, selten länger als 20—25 km und gewöhnlich nur 5—15 km lang. Dislokationen und Spalten haben im ganzen auf die Entwicklung der Täler nur geringen Einfluß gehabt, aber ihre erste Anlage scheint doch zum Teil in einem gewissen Verhältnis zu der allgemeinen Tektonik des Landes zu stehen. Die erodierenden Flüsse scheinen an einigen Stellen alten Bruchlinien gefolgt zu sein, wie z. B. in Bárdardalur, Skagafjördur, Hrútafjördur, und die Anlage der größeren Täler auf der nordwestlichen Halbinsel steht in einem nahen Verhältnis zu der Tektonik dieses Landesteils. An anderen Stellen gehen die Täler quer über bedeutende Bruchlinien, wie z. B. bei Mýrar und Borgarfjördur, wo sie radial zum großen Kesselbruch des Faxaflói hinab gehen.

Die Haupttäler in den Basaltgegenden haben alle eine verhältnismäßig bedeutende Tiefe, auf der nordwestlichen Halbinsel und im Nordland im allgemeinen 400—600 m, einzelne im Nordland, besonders zwischen Eyjafjördur und Skagafjördur, sind jedoch tiefer (700—1000 m), an der Ostküste von Island beträgt die Taltiefe 500—1000 m. Die Haupttäler sind in der Regel parallel und lotrecht zur Küstenrichtung nach der Richtung der Ströme auf dem ursprünglichen Basaltplateau. Obgleich kleinere Nebentäler häufig sind, sind große Verzweigungen selten, nur in den längeren Tälern mit geringer Neigung und in einzelnen sehr tief eingegrabenen kurzen Tälern finden sich bedeutende Schuttmassen, die kurzen und steilen Täler sind verhältnismäßig arm an losem Material. Während die längeren Haupttäler gewöhnlich eine gleichmäßige Steigung haben und die Flüsse reißend, aber doch ohne größere Fälle durch das Tal hinabfließen, steigen die kürzeren meist in steilen Stufen, in Felsterrassen bis zum inneren Ende an, haben viele und hohe Wasserfälle und sind fast immer durch einen Zirkus mit steilen halbkreisförmigen Stufen von Basalt abgeschlossen. Die Nebentäler gleichen den Haupttälern und haben denselben Charakter in kleinerem Maßstabe, aber nicht selten ist das Haupttal bedeutend tiefer als die Mündung der kleinen Täler. Schotterterrassen gibt es an den meisten isländischen Talflüssen, aber ihre gegenseitigen Verhältnisse sind noch nicht studiert worden; gewöhnlich sieht man an den größeren Flüssen zwei Terrassen. Im Fnjóskadalur besonders finden sich sehr gut ausgebildete Flußterrassen, ebenso bedeutende Moränenmassen und Uferlinien von alten, durch Eis abgedämmte Seen. Die Rinnen sind in das Basaltplateau in verschiedener Dichtigkeit eingeschnitten; an einigen Stellen stehen noch bedeutende Plateaustücke zwischen den Tälern, an anderen Stellen ist das ursprüngliche Tafelland von unzähligen kleinen und großen Tälern so durchgraben, daß es in einen Wirrwarr von schmalen Kämmen und spitzen Gipfeln aufgelöst ist, die jedoch alle deutlich die ursprüngliche wagrechte oder wenig geneigte Stellung der Basaltbänke von Berg zu Berg zeigen. In den engen Tälern mit den steilen Bergseiten sind Bergstürze und Schneelawinen sehr häufig und haben oft bedeutenden Schaden an Leben und Eigentum angerichtet. An einigen Stellen haben Bergstürze lange Ausläufer von Felsstücken hinaus in die Fjorde gebildet, und es ist vorgekommen, daß sie quer über einen schmalen Fjord (Súgandafjördur 1882) gelaufen sind; in einigen Tälern sind die Flüsse zu Seen aufgestaut, anderswo sind kleine Seen von herabgestürzten Stein-

massen ausgefüllt worden. Stellenweise sieht man alte kolossale Bergstürze, die kaum anders als durch Erdbeben in Bewegung gesetzt worden sein können. Solche gewaltige herabgefallene Steinmassen sieht man u. a. in den Tälern zwischen Eyjafjördur und Skagafjördur und an den schmalen Fjorden auf Bardaströnd. Von einigen großen Bergstürzen weiß man, das sie bei Erdbeben gefallen sind, so z. B. eine gewaltige Steinmasse von der westlichen Seite des Lómagnúpur 1784, aber die meisten sind vorgeschichtlich.

In den Bergrändern an Haupt- und Nebentälern finden sich in den isländischen Basaltgegenden Hunderte von Karen, die besonders auf der nordwestlichen Halbinsel häufig und regelmäßig sind. An den gerade abgeschnittenen Rändern der Basaltberge entlang sieht man, besonders in Tälern, die dem Meere nahe sind, sehr oft eine Reihe von Karen, die sich bis mitten hinab an den Abhängen erstrecken. In diesen Tälchen sammeln sich die Bäche aus den nächsten Umgebungen gleichwie die Zweige an einem Baume. Man kann zuweilen an naheliegenden Gehängen die Entwicklung und Bildung kleiner Kare durch alle Übergänge verfolgen, und im allgemeinen scheinen sie größer zu werden, je mehr man sich der See nähert. Die Wildbäche führen täglich Schutt und größere Steine mit sich und in Zeiten besonderen Wasserreichtums größere Felsblöcke, die sich unter dem Einfluß des Wassers und des Frostes beständig von den hufeisenförmigen steilen Bergseiten um den Kar loslösen, und die herabgetragenen Stein- und Schuttmassen sammeln sich am Berghang zu einem kegelförmigen Haufen an. Es finden sich auch oft Kare und Talkessel, die keinen Abfluß haben, und unterhalb solcher sind keine Ablagerungen von Steinen oder Schutt, weil die Wasserläufe fehlen. Ich denke mir, daß die Bildung dieser Reihen von Karen durch die erodierende Tätigkeit des Wassers schon lange vor der Eiszeit angefangen hat. Vor der Eiszeit erstreckten sich die Schuttkegel der Kare ebenso wie jetzt in die Täler hinab; während der Eiszeit kam dann durch jedes Haupttal ein großer Gletscher herunter und fegte alle Schuttkegel hinweg. Zwischen den großen Gletschern ragten in der Nähe des Meeres steile Bergkämme empor, und abwärts durch die Kare auf beiden Seiten dieser Gebirgsausläufer gingen kleinere Gletscher zum Hauptgletscher; diese kleinen Gletscher führten eine Menge Schutt und Felsblöcke hinaus auf den Hauptgletscher, wo dieses Material sich mit den Moränen des Hauptgletschers vermischte und fortgeführt wurde. Nur wo ein großes Kar von sehr hohen und steilen Bergwänden umgeben war, von denen fortwährend große Felsstücke herabrollten und wo der Hauptgletscher schon im Zurückgehen war, sind gewaltige Felsmassen im Haupttal liegen geblieben. Nachdem die Gletscher der Eiszeit abgeschmolzen waren, waren die Abhänge an den meisten Stellen von den Schuttkegeln der Kare befreit, und die Schuttmassen, die sich jetzt unterhalb der kleinen Täler und Kare finden, haben sich später gebildet. An einzelnen Stellen war ein Kar bei der Erosion der Eiszeit von Nachbarn besiegt worden, die seine Wasseradern an sich gezogen hatten; an solchen Stellen hat die Erosion und das Hinabführen von Schutt nicht fortgesetzt werden können, und derartige Talkessel sind daher eine Art »tote« Kare.

An den Bergabhängen unterhalb einzelner sehr großer Kare mit steilen Seiten, besonders typisch am Hraunsvatn im Öxnadalur und Nikratjörn im Svarfadardalur, finden sich ungeheure Haufen kantiger Felsstücke, die sich vom Kare mit unzähligen wellenförmigen Rücken hinab zum Boden des Haupttals erstrecken; hinter diesen aufgetürmten Trümmerhalden sind tiefe Seen im Kar, die unter den Trümmermassen einen unterirdischen Abfluß haben. Die Felsstücke tragen keine Spuren von der Einwirkung des Wassers oder der Gletscher. Am Schlusse der Eiszeit haben sich wahrscheinlich die Firnmassen in den großen Karen lange gehalten, und von den umgebenden steilen Felswänden sind dann beständig durch den Spaltenfrost Stücke losgetrennt worden, die auf den Firn niedergefallen und auf diesem abwärts gerollt sind und sich so am Bergabhang zu Haufen

angesammelt haben. Eine ähnliche Bildung geht noch jetzt bei den Dyrfjöll in Ost-Island vor sich. Vom Njardvikurdalur geht ein Nebental, Urdardalur, nach S empor gegen die Dyrfjöll; das Urdardalur ist, wie der Name andeutet, mit großen Haufen loser Felsstücke angefüllt; im Hintergrund des Tales erheben sich die Dyrfjöll mit einer beinahe lotrechten Wand, die einen einzelnen langgestreckten Absatz hat, auf welchem große Firnhaufen liegen; diese sind augenscheinlich Überreste von ausgedehnten Firneisbildungen in alten Tagen; die großen Massen von losen Felsstücken, die in Rücken und Wällen den oberen Teil des Tales ausfüllen, sind großenteils durch Bergstürze von den senkrechten Bergwänden gebildet, welche auf dem Firn herabgelaufen sind und früher weiterlaufen konnten, da die Firnmassen größer waren. Ein anderes ähnliches Tal mit losen Felsstücken und einem kleinen tiefen See findet sich auch auf der westlichen Seite der Dyrfjöll.

Kare oder Zirkustäler schneiden vom Meere aus in Menge in die Felsmauern der Küste ein sowohl im Ostlande wie auf der nordwestlichen Halbinsel, gewöhnlich im Basalt, im Ostlande jedoch auch im Liparit, wiewohl hier nicht so regelmäßig. Mehrere dieser Zirkustäler gehen ganz bis zum Niveau des Meeres hinab und dann besteht der Boden aus einer Ebene mit marinem Sand und Geröll, zuweilen finden sich auch alte Moränen und stets Flußkies und hinabgestürzte Steine von den umgebenden Felsen. Das Meer hat sich früher buchtartig in den Kar hinein erstreckt und alte Küstenlinien und Strandwälle mit Walfischknochen und Treibholz deuten auf einen höheren Meerestand in vergangenen Zeiten. In der Mündung der Bucht ist dann ein Sandriff gebildet worden und die oberhalb liegende Lagune, die nach und nach durch Schutt von den Wildbächen ausgefüllt worden ist, verwandelt sich erst in einen See und danach in ein Moor. Diese Zirkustäler oder Zirkuslagunen in langen Reihen sind besonders häufig an der steilen Küste auf beiden Seiten des Nordkaps; hier gibt es dazwischen auch andere Kare, die weniger ausgebildet sind und nicht ganz an das Meer hinabreichen, sondern als höher oder niedriger liegende Kessel in den Bergrand eingeschnitten sind; einige von ihnen sind bewohnt und die Bewohner müssen da lange Leitern anwenden, um über die Felsen in der Mündung des Kares an das Meer hinab zu gelangen. Die Zirkustäler, die bis zur Küstenlinie hinabreichen, haben oft ein Areal von 20 qkm und mehr.

In der Mitte von Island, wo Tuff und Breccie die Hauptgesteinsarten bilden, sind die Formen der Täler anders als im Basalt. Sie sind viel weniger ausgebildet und unregelmäßiger, sie sind auch lange nicht so tief und haben wenig Verzweigungen. Da die Breccieformation viel jünger ist als der Basalt, ist die Ausgestaltung der Täler, obgleich das Gestein so weich ist, lange nicht so vorgeschritten, indem hier die meisten Täler wahrscheinlich postglazialen Ursprungs sind. In manchen Brecciegegenden finden sich unregelmäßige, von Höhen mit abgerundeten Formen begrenzte Einsenkungen, welche Tälern gleichen, aber doch kaum zu diesen gerechnet werden können; an anderen Stellen gibt es Talstriche, die augenscheinlich durch Senkungen gebildet und ohne Wasserläufe sind. Die meisten Flüsse im Tuffgebiet haben noch nicht Zeit gehabt, tiefe Rinnen zu graben; sie fließen mit gleichmäßigem Gefälle in seichten Betten an den Böschungen des Hochlandes bergab; erst wenn sie sich der Küste nähern, wo die Steigung größer wird, schneiden sie sich tiefe Klüfte in den Rand des Hochlandes, um danach wieder einen ruhigeren Lauf über die Küstenebene anzutreten. So haben die Flüsse, die zum südlichen Tiefland hinabfließen, im allgemeinen nur auf der Grenze von Ebene und Hochland, und auch da nicht einmal immer, Anlaß zur Talbildung gegeben. Einige Flüsse im Tuffgebiet fließen jedoch durch ziemlich breite und flache Täler, wo die Berge auf beiden Seiten nur schwache Steigung haben, wo aber der Tuff mit dicken Doleritbänken abwechselt, da können die Täler eine ähnliche Form erhalten wie die Täler im Basalt. Manchmal ist das

eigentliche Tal breit, aber der Fluß hat eine Kluft in den Boden gegraben. Die Flußläufe im südlichen Tieflande scheinen sich in vorgeschichtlicher, postglazialer Zeit sehr verändert zu haben, wahrscheinlich sind sie aus ihren alten Betten durch den großen Lavastrom hinausgedrängt worden, der aus den Kratergruppen an den Veidivötn über Skeid und Flói zum Meere hinabgeflossen ist. Die Flußtäler im Tuffgebiet sind nur klein und unbedeutend, das größte ist das Laxárdalur, worin durch den Abfluß des Mývatn die Laxá fließt; es hat eine Länge von 23 km, aber nur eine Tiefe von 100—150 m. Die Bergseiten bestehen hier jedoch meist aus Dolerit, der den Tuff und die Breccie bedeckt, aber der Dolerit wird wiederum auf der Ostseite von einem neueren Tuff bedeckt.

In den neueren Tuffgegenden im O der Jökulsá í Axarfirdi, nördlich vom Vatnajökull und zwischen Tungná und Skaptá, südwestlich vom Vatnajökull, wo das Regenwasser zum größten Teil in dem porösen Tuff verschwindet, gibt es viele langgestreckte Täler, von denen die allermeisten Trockentäler sind, doch werden die meisten von ihnen während der Schneeschmelze im Frühjahr und in Tauperioden im Winter zum Teile von Wasserläufen durchströmt, im Sommer aber sind sie ganz trocken; früher haben jedoch diese Täler wahrscheinlich Rinnen für mehr beständige Wasserläufe gebildet, davon sieht man verschiedene Merkmale, die jedoch jetzt meistenteils von »Móhella« und Flugsand bedeckt sind; vielleicht ist das Klima früher etwas feuchter gewesen oder naheliegende Flüsse haben sich später so tief eingegraben, daß die Hauptmasse des Niederschlags von ihnen aufgenommen wird. Zuweilen kann auch neues Schmelzwasser von den Gletschern für kürzere Zeit durch solche Täler laufen oder zu Seen aufgestaut werden. An vielen Stellen in den Tuffgegenden findet sich an den Abhängen eine Unzahl von tiefen Klüften, die oft so dicht beieinander und so steil sind, daß sie wahre Labyrinthe bilden, welche große Strecken beinahe unpassierbar machen. Alle Einsenkungen im Gebirge füllen sich im Winter mit Schnee, und beim Auftauen im Frühjahr werden überall große Wassermassen in Bewegung gesetzt, durch jede Kluft und jede Rinne fließen reißende Flüsse, die jedoch schnell wieder verschwinden, und im Sommer sieht man auf dem Grunde der Klüfte nur die großen gerollten Blöcke, welche die Wasserflut im Frühjahr umher gewälzt hat. Solche verzweigte Kluftsysteme sind u. a. sehr häufig bei Vídidalur in Lón, in Botnssúlur und besonders in den Bergen an der Skaptá; die unzähligen Rinnen vereinigen sich wie die Zweige an einem Baume zu größeren Stämmen; es ist nicht immer leicht herauszufinden, wo man hinüber kommen soll, denn viele der Klüfte verbergen sich vor dem Blicke, bis man an ihrem Rande steht, und wenn man glaubt, das Schlimmste sei überstanden, trifft man auf ganz unvorhergesehene Hindernisse. Man tut gewöhnlich am besten, der Wasserscheide zwischen den verschiedenen Kluftsystemen zu folgen, aber diese liegt meist oben auf den höchsten Bergrücken und die Pferde dort hinauf zu bringen ist nicht leicht, auch ist man gewöhnlich oben auf den schärfsten Bergrücken dem Sturm, Regen und Nebel mehr ausgesetzt als unten in den Tälern. Die Klüfte haben immer sehr steile, manchmal fast senkrechte Wände, die meisten haben eine Tiefe von 20—50 m, aber zuweilen kann die Tiefe bis zu 100—200 m, ja manchmal bis zu 400—500 m anwachsen, wie bei Kollumúli nördlich von Lón. Unterhalb der Berge auf Ebenen oder breiten Talstrichen breiten dann diese periodischen Wasserläufe oft Massen von Gerölle über große Flächen aus.

In Islands vulkanischen Gegenden sind große Spalten und Senkungen sehr gewöhnlich, aber sie geben selten Anlaß zu einer eigentlichen Talbildung. Schmale Landstreifen sind zwischen zwei Spalten eingesunken, zuweilen mit terrassenförmigen Brüchen (Hjallar in der Nähe von Reykjavik, Langjökull usw.). Nur sehr selten hat ein Wasserlauf seinen Weg abwärts durch diese Einsenkungen gefunden, was auch damit zusammenhängt, daß

die Gegenden, in denen sie sich finden, gewöhnlich wasserarm sind, mit Lava und losem Tuff an der Oberfläche, die alle Feuchtigkeit aufsaugen. Am Ódádahraun und Mývatnsöræfi sind diese gesunkenen Landstreifen recht häufig. Nördlich von den Skógamannafjöll bei Kræduborgir ist eine 15 km lange und 2 km breite Senkung zwischen Eystri- und Vestribrekka, zwei Spaltenrändern, die eine Höhe von 13—16 m haben. Am nördlichen Ende der Herdubreidarfjöll ist eine andere ca 1 km breite und 15 km lange Senkung zwischen 30—50 m hohen senkrechten Wänden; ähnliche Senkungen in derselben Gegend sind Sveinagjá, Fjallagjá u. a. Unterhalb des Dettifoss fließt die Jökulsá durch eine 20 km lange und 100—150 m tiefe Spalte durch Dolerit und Tuff; dieser große Riß scheint auch vulkanischen Ursprungs zu sein. Die 6 km breite vulkanische Senkung bei Thingvellir zwischen Almannagjá und Hrafnagjá ist wohl bekannt; die Spalte Almannagjá hat eine Länge von 7 km und am Grunde eine Breite von 40—50 m; die westliche Wand der Spalte ist 30 m, die östliche 10—15 m hoch. Der Fluß Öxará fließt jetzt durch einen Teil dieses Risses hinunter, hatte aber früher ein anderes Bett und soll in alter Zeit hinab zur Almannagjá abgeleitet worden sein. Die größte bekannte vulkanische Spalte in Island ist die von mir 1893 aufgefundene Eldgjá im W der Skaptá; sie hat eine Länge von 30 km und eine Tiefe von 100—140 m; bei Skælingar, wo die Spalte am tiefsten ist, hat der Boden eine Breite von 100—150 m. Wenn man auf dem Grunde dieses gewaltigen Risses steht, gleicht sie vollständig einem engen Tale mit steilen Seiten; ein kleines Stück der Spalte wird von einem Flusse durchflossen.

Flüsse.

In einem Lande wie Island mit einem feuchten Klima und vielen und großen Gletschern gibt es natürlich mehrere wasserreiche Flüsse. Die größten, wie z. B. Hvítá, Ölfusá, Thjórsá, Jökulsá í Axarfirdi u. a. sind so wasserreich, daß sie, wie Sartorius von Waltershausen sagt, »dem Rheine in seinem mittleren Laufe an Größe nicht nachstehen«[1]). Die Firnkuppeln des Innern dienen als ungeheure Wasserreservoire, von denen die meisten größeren Flüsse des Landes versorgt werden, und die Firnplateaus ziehen auch Regen und Niederschläge an sich, so daß die Versorgung immer gleich groß ist. Der Wasserreichtum ist am größten in den niedriger liegenden Gegenden, denn das Hochland oberhalb von 500—600 m ist zum großen Teile von Lava, Schutt und Flugsand bedeckt, welche die Feuchtigkeit einsaugen; sie kommt aber weiter unten wieder hervor und tiefer als 500 m finden sich ausgedehnte Moore, sowohl in den niedrigsten Teilen des Hochlandes wie in den Tiefländern und in den Tälern. In den Lavawüsten sowohl im Hoch- wie im Tiefland verschwinden der Regen und das Tauwasser sogleich und große Strecken entbehren ganz des Wassers, aber am Rande der Lavastrecken sprudelt es in unzähligen Quellen wieder aus der Erde hervor; das Wasser ist durch die Lava filtriert worden und daher sehr rein und klar. Wenn kein Abfluß da ist, findet man zuweilen in den Lavafeldern selbst Wasser am Grunde tiefer Klüfte, so ist das kalte, kristallklare Wasser in den Lavaklüften bei Thingvellir berühmt. Doleritische, glaziale und präglaziale Lavafelder entbehren auch oft des Wassers ebenso wie die jüngeren Laven. Die ausgedehnten Grus- und Geschiebeflächen sind im Vorsommer beim Auftauen, während der Frost sich noch in der Erde hält, in Moräste verwandelt; wenn aber gegen den Sommer das Eis in der Erde schmilzt, kann das Oberflächenwasser wieder abfließen, so daß die Grusflächen trocken werden. In den Tälern im Basalt treten die Quellen in Menge an den Abhängen, oft in langen Reihen zwischen den Basaltdecken, hervor und geben sich durch die grünen Moose, die an ihnen wachsen, zu erkennen.

[1]) Physisch-geographische Skizze von Island. Göttingen 1847, S. 10.

Die längsten Flüsse laufen, der Neigung des Landes folgend, im Südlande nach SW, im Nordlande nach N und entspringen alle von den Gletschern in einer Höhe von 600 bis 900 m ü. M., was mit den Gletschergrenzen im Innern zusammenhängt. Die langen Flüsse haben alle ihre Quellen im Tuffgürtel und sind wahrscheinlich in ihrer jetzigen Form jünger als die vielen kürzeren Flüsse, die in den Basaltgegenden tiefe Täler ausgegraben haben. Obgleich die Gesteinsart weicher ist, haben die größten Flüsse in den Tuffgegenden noch nicht zu einer wirklichen Talbildung Zeit gehabt, da sie erst nach der Eiszeit ihre jetzige Richtung angenommen haben, aber wo sie das Tuffgebiet verlassen, fließen sie oft durch alte tertiäre Erosionsrinnen in tiefen Tälern im Basalt. Einige der allergrößten Flüsse, wie z. B. Thjórsá und Jökulsá á Fjöllum, haben kein älteres Tal gefunden und fließen bis zum Meere durch Tuff- und Brecciеterrain ohne irgendwelche nennenswerte Talbildung; die tiefe Kluft des letztgenannten Flusses unterhalb des Dettifoss ist wahrscheinlich mehr einer vulkanischen Spaltenbildung als der Erosion des Wassers zuzuschreiben. Obgleich die Flußläufe selten geradezu an Dislokationslinien gebunden sind, wie z. B. das Skjálfandafljót, so scheinen doch die längeren Flüsse im Süd- und Nordlande hauptsächlich dieselben Richtungen zu haben wie die tektonischen Linien, aber dieses ist natürlich, da diese Bruchlinien eine so durchgreifende Bedeutung für den allgemeinen Bau des Landes und seine Skulptur haben, und das Wasser notwendigerweise den Wegen und Vertiefungen folgen muß, die es vorfindet.

Die Isländer unterscheiden zwischen »bergvatn«, klarem Wasser, und »jökulvatn«, milchweißem Gletscherwasser. In den größeren und längeren Gletscherflüssen, welche viele Zuflüsse von klaren Bächen empfangen, ist das Wasser gewöhnlich hellmilchweiß, aber in kurzen wasserreichen Gletscherflüssen kann es eine trübe, gelbliche oder schokoladebraune Farbe haben je nach der Menge des beigemischten Gletscherlehms. Der Farbenton kann sich täglich verändern nach dem Schmelzen des Eises in den Gletschern, die Tonmenge ist im Sommer größer als im Winter, auch sind die Gletscherflüsse des Morgens klarer und weniger wasserreich als später am Tage. Den Einfluß des Nachtfrostes bemerkt man jedoch besonders an den kürzeren Gletscherflüssen, und viele Gletscherbäche auf dem Hochlande können in warmen Sommern nur frühmorgens passiert werden. Der Unterschied in der Witterung, kalte und warme, nasse und trockne Jahre haben den größten Einfluß auf die Wassermenge der Gletscherflüsse; in trocknen und warmen Sommern sind die klaren Flüsse nur klein, während die Gletscherflüsse dann ein-, zwei- oder dreimal größere Wassermassen führen als gewöhnlich. Da die Gletscherflüsse vom Schmelzen des Eises so abhängig sind, variiert ihre Größe von Tag zu Tag und von Jahr zu Jahr; viele Gletscherbäche verschwinden im Winter ganz, führen aber in warmen Sommern eine gewaltige Wassermasse. Zuverlässige Aufschlüsse über Wassermenge und Schlammgehalt der isländischen Flüsse können daher nur durch tägliche Messungen eine Reihe von Jahren hindurch erhalten werden, solche sind aber noch nirgends vorgenommen worden[1]). Beinahe alle isländischen Gletscher ruhen auf weichen Gesteinsarten, besonders Tuff und

[1]) A. Helland hat nach Beobachtungen auf einer einzelnen Reise entlang dem Südrande des Vatnajökull 1881 versucht, einen Überschlag über Wassermenge und Schlammgehalt der Gletscherflüsse zu geben, und kommt zu dem Resultat, daß vom Vatnajökull an einem Sommertage 145 Mill. cbm Wasser mit 112000 t Gestein in Form von Schlamm in den Flüssen abfließen, und indem er seiner Berechnung die jährliche Regenmenge und das Areal zugrunde legt, glaubt er annehmen zu können, daß die Flüsse des Vatnajökull jährlich 20000 Mill. cbm Wasser mit 15 Mill. t Schlamm herabführen, was 5½ Mill. cbm Gestein oder einem Würfel mit über 176 m Seitenmaß repräsentieren würde. Nach einer Berechnung desselben Verfassers werden vom Jostedalsbrä in Norwegen jährlich 69000 cbm Gestein in Form von Schlamm heruntertransportiert, während der Vatnajökull (der zehnmal größer ist) 5½ Mill. cbm zu Tale führt. Natürlich können diese Berechnung nicht den geringsten Anspruch auf Genauigkeit machen. **A. Helland**: Om Jökelelve ag deres Slamghalt. (Arkiv for Mathematik og Naturvidenskab. Kristiania VII, 1882, S. 213—32).



Breccie, wo die Erosion sehr tätig ist; die isländischen Gletscherflüsse führen daher eine ungeheure Menge Gestein in Form von Schlamm, Sand, Schutt und Felsblöcken mit sich; daher münden Gletscherflüsse fast nie in Fjorde oder tiefere Buchten, da diese schnell ausgefüllt würden; die Gletschermassen sind auch von großen Sand- und Schuttmassen umgeben, die zum größten Teil den Flüssen ihren Ursprung verdanken.

Auf der Südseite des Vatnajökull sind die Gletscherflüsse am meisten typisch ausgebildet; auf den hier befindlichen großen Sandstrecken wechselt der Lauf der Flüsse beständig, ja es gehen täglich größere und kleinere Veränderungen vor sich. Alle Gletscherflüsse haben das gemeinsam, daß sie viel Geschiebe und Lehm führen und sich auf dem Flachlande sehr stark verzweigen. Am Fuße der Gletscher, an den Gletscherenden, ist das Gefälle der Flüsse gewöhnlich ziemlich stark und außerdem erhalten die Flüsse bedeutende Ladungen Schutt von den Moränen; daher führen sie mehr Schutt in das Tiefland hinab als sie bewältigen können, wenn die Kraft der Strömung sich verringert; der Fluß wird aufgedämmt, die stärksten Arme brechen sich Bahn durch das Geröll, begegnen neuen Hindernissen, verzweigen sich, vereinigen sich mit anderen, erhalten hinreichende Kraft, um wieder durch größere Geschiebemassen hindurchzubrechen, geben kleine Arme ab, werden wieder geschwächt usw. Dieser beständige Kampf zwischen dem Strome und den Geschiebemassen gibt Anlaß zu unzähligen Verzweigungen; es ist beständige Abwechslung in den zahlreichen Flußarmen, die den einen Tag zu gefährlichen Flüssen anschwellen und am nächsten Tage beinahe zu nichts zusammenschrumpfen; in einem Augenblick können sie verstopft werden, sich verzweigen, die alten Betten verlassen um neue zu bilden; sie können zu großen Seen aufgedämmt werden und meilenlange Strecken überschwemmen oder tiefe Flußbetten in den Schutt schneiden, in denen sie sich dann vielleicht jahrelang halten können. Ein solcher Fluß ist daher ein höchst verwickelter Komplex von Hunderten von Armen mit dazwischenliegenden Lehm- und Sandinseln und Kiesrücken, die ebenso veränderlich sind wie der Fluß selbst. Wenn man über die Flüsse reiten muß, kann man sich aus der Strömung einigermaßen eine Vorstellung davon bilden, wie der Grund beschaffen ist. Wo die Strömung sehr stark ist, da ist der Grund von großem Geröll bedeckt, welches mit der abnehmenden Stärke der Strömung kleiner und kleiner wird. Schlamm im Grunde findet sich nur da, wo das Wasser eine schwache Strömung hat und verhältnismäßig seicht ist, nicht tiefer als 1—1⅔ Ellen; ebenso muß man sich vor den untersten Enden der Sandriffe hüten, die oft sehr schlammig sind, während die gegen den Strom gewendeten Landzungen aus gröberem Geröll gebildet sind.

Wenn Gletscherflüsse durch Lavaströme fließen, werden sie oft filtriert, der Lehm bleibt in den Höhlungen der Lava zurück und das klare Wasser entspringt in Quellen an dem Lavarande; in Medalland sind sehr bedeutende Lehmablagerungen auf diese Weise gebildet worden. In den vielen temporären Wasserpfützen an den Gletscherflüssen setzt sich am Grunde Lehm ab; wo kleine Gletscherbäche durch den Schutt sickern oder aufgedämmt werden, wird der Schlamm in dünnen Schichten zwischen den Steinen abgelagert, wodurch größere oder kleinere Lehmpartien mit eingekittetem Geröll entstehen; diese werden dann wiederum von einem etwas stärkeren Strome überschwemmt, der Sand führt, und bald bricht sich ein größerer Flußarm Bahn über dieselbe Stelle und setzt groben Kies und Geschiebe am Grunde ab; so wechselt feines und grobes Material bis ins Unendliche. In den tieferen Flußbetten sieht man an den Uferrändern deutlich diese Wechselablagerung von gröberem und feinerem Geröll mit unregelmäßigen Einlagerungen von feinem Sand und Lehm. Auf diese Weise spielt sich die tägliche Arbeit auf den Sandflächen ab, aber unter besonderen Verhältnissen können die Veränderungen schneller und intensiver

geschehen, besonders wenn die großen Katastrophen eintreten, die Gletscherlauf oder Gletscherausbruch (jökulhlaup) genannt werden. Diese sind von zweierlei Art: gewöhnliche Läufe, welche entstehen, wenn größere oder kleinere Wasseransammlungen in den Gletschern ihre Dämme durchbrechen und sich in die Flüsse ergießen, so daß diese ihre Ufer überschwemmen, und außergewöhnliche Läufe, wenn die Gletscher durch vulkanische Ausbrüche zerbrochen werden, wodurch große Areale plötzlich von gewaltigen Wasserfluten, beladen mit großen Eisstücken, Schutt und Felsblöcken überschwemmt werden. Die gewöhnlichen Gletscherläufe kennt man am besten von der Jökulsá á Sólheimasandi. Das unterste Gletscherende stößt gegen eine Felswand auf der westlichen Seite und geht quer über die Kluft des Flusses; der Fluß hat sich durch das Gletscherende einen Kanal gegraben, der oft von Eisstücken verstopft wird, wodurch der Fluß sich staut, bis er die Eisbarriere durchbricht; die Wasserflut führt dann eine Masse Schutt und Eisstücke zum Meere hinab, und sehr große Steinblöcke, welche die gewöhnliche Wassermasse nicht würde von der Stelle rücken können, werden nun mit reißender Schnelligkeit im Flußbett abwärts geführt; da solche Gletscherläufe oft mehrere Male im Jahre vorkommen, wird das grobe und feine Moränenmaterial der Gletscher schnell durch die tiefe und breite Flußrinne zu Tale geführt, die daher am Grunde von gerollten Felsblöcken ausgefüllt ist. Die Djúpá in Fljótshverfi hat ebenfalls oft kleinere Gletscherläufe, wobei sie weit über ihre Ufer tritt und die nahe gelegenen Lavaströme und Sandflächen mit Lehm bedeckt; die größeren Steinblöcke wirft sie nur auf die Ufer unterhalb der Kluft hinauf, wo sie auf das Tiefland ausmündet, aber viele von diesen Blöcken haben bedeutende Dimensionen. Am 17. August 1893 ritt der Verfasser über diesen Fluß, der damals eine beträchtliche Wassermasse führte und eine so reißende Strömung hatte, daß die Passage lebensgefährlich war; zwei Tage später hatte der Fluß einen »kleinen« Gletscherlauf und trat auf dem Tieflande weit über seine Ufer, bedeckte an einem Tage 2 qkm mit einer 1/2—1 Zoll dicken Lehmschicht und warf Sand, Grus und große Felsblöcke auf die Ufer hinauf. Der Verfasser lag an demselben Tage im Zelte am oberen Laufe des Flusses, wo er durch eine 100—200 m tiefe Kluft fließt. Es blies ein okanartiger Sturm, aber das Lärmen und Brüllen des Flusses übertäubte das Heulen des Sturmes. Der Fluß stürzte schäumend durch die tiefe Kluft, die beinahe bis zum Rande von dem chokoladebraunen, schlammigen Strome angefüllt war; in großen Kaskaden und kleineren Wasserfällen schoß er mit donnerndem Getöse pfeilschnell dahin, so daß das Wasser da, wo es von den Absätzen herabfiel, oft in dicken Strahlen gleich riesigen Sprudelquellen emporgeschleudert wurde. Oft hat die Djúpá noch größere Gletscherläufe, deren Ursache man nicht kennt, die aber gewöhnlich wohl von einer Ansammlung von Wasser im Gletscher herrühren. Einzelne Male sind heftige Gletscherläufe in der Djúpá durch Vulkanausbrüche im Vatnajökull verursacht worden, so im Jahre 1753. Hierüber berichtet Eggert Ólafsson folgendes: »Im Jahre 1753 tat dieser Fluß großen Schaden auf dem Grasfelde des Pfarrgehöfts (Kálfafell), indem er plötzlich anschwoll, über die hohen Ufer trat und sich noch einen Weg abwärts über die Hochebene suchte. Rechnet man die Höhe des Grundes auf beiden Seiten oder die Hügel, welche das Wasser erreichte, so stieg es im ganzen bis auf 200 Fuß. Die Gegend wurde gänzlich verwüstet von den Steinen, dem Schutt und den Eisstücken, welche die Wasserflut mit sich führte. Die Ursache davon war der Sídujökull, der nördliche Eisberg der Skeidará, der zu derselben Zeit ein heftiges Feuer- und Wassersprühen von sich gab, so daß man von den Bergen oberhalb der Ansiedlungen die Feuer- und Rauchsäule hoch oben in der Luft stehen sehen konnte«[1]. Die vielen großen vulkanischen Wasserstürze von Skei-

---

[1]) Reise gjennem Island, 1772, II, S. 776.

darárjökull und dem Katlajökull sowie von Flüssen, die vom Nord- und Südrande des Vatnajökull entspringen, werden später besprochen werden.

Einzelne sehr wasserreiche Flüsse auf der Südseite des Vatnajökull haben einen sehr kurzen Lauf, indem eine gewaltige Wassermasse aus einem Gletschertor hervorbricht, um sich gleich danach in das Meer zu ergießen. Der am meisten typische von diesen Flüssen ist die Jökulsá á Breidamerkursandi, die nur $1\frac{1}{2}$ km lang und doch einer von Islands wasserreichsten Strömen ist; ihr Lauf ist sehr veränderlich, im Jahre 1894 hatte der Fluß eine tiefe Rinne in den Schutt gegraben und war unpassierbar, so daß die Pferde über die Gletscher geführt werden mußten, auf hölzernen Brücken, welche über die Eisspalten gelegt wurden. Die damalige Flußrinne war ungefähr 1 km breit und wurde von steilen Kiesbänken begrenzt, der Fluß selbst war jedoch zunächst an den Gletschern kaum breiter als 150 m, da er sich ein schmales und sehr tiefes Bett am Fuße der westlichen Uferhöhe gegraben hatte und schäumend auf dem kürzesten Wege vom Gletscher zum Meere stürzte. Die braungelbe Wassermasse sprudelt schäumend aus einem niedrigen Gletschertor hervor wie ein siedender riesiger Geysir, wo große schwarze Eisstücke polternd hin und her geworfen werden, um bald danach von der Strömung ergriffen und hinab zum Meere geführt zu werden; die größten Eisstücke stehen hier und da eine Zeit lang am Grunde, um sich dann aufzulösen und mit fortzuschwimmen. Zuweilen, wenn der Fluß sich in vielen Armen über das ganze Bett ausbreitet, kann er zu Pferde passiert werden, wenn auch mit Schwierigkeit, doch ist er im Sommer gewöhnlich lebensgefährlich; nur die Zunächstwohnenden sind mit den Stromverhältnissen so genau bekannt, daß sie mit unsäglicher Mühe die Reisenden hinüberlotsen können, und es ist vorgekommen, daß das Hinüberkommen 7—8 Stunden gedauert hat; es kostet oft sehr viel Zeit, über die größeren Flüsse des Vatnajökull zu kommen, da die Karawanen im Strome selbst weite Umwege auf- und abwärts reiten müssen, um die richtige Furt zu finden, denn diese verändern sich täglich, ja oft mehrmals am Tage. Die Jökulsá á Breidamerkursandi wird als einer der allergefährlichsten Gletscherflüsse angesehen, und man erzählt, daß die Pferde, die an ihn gewöhnt sind, zu zittern beginnen, wenn sie sich ihm nähern; auch muß ein Bad in diesem Flusse den Tieren durch Mark und Bein gehen, denn er hat da, wo er aus den Gletschern entspringt, eine Temperatur von kaum 1° C. Ungefähr 2 km von dem jetzigen Laufe der Jökulsá befindet sich ein ebenso großes trocknes Flußbett, durch welches bis 1892 die ganze Wassermasse strömte. In diesem älteren Bette befinden sich Löcher und Gruben, hervorgebracht durch große Eisstücke, die in dem Schutte sitzen geblieben und geschmolzen sind.

Die reißenden und veränderlichen Gletscherflüsse haben einen zerstörenden Einfluß auf die Kultur des ebenen Landes, die Rasendecke wird abgerissen und große Strecken werden mit Schutt bedeckt, und in den Gegenden südlich vom Vatnajökull ist das Flachland wüst und fast ohne Pflanzenwuchs, ausgenommen da, wo besondere Naturverhältnisse vor dem verderblichen Einfluß der Flüsse schützen. Wo das Tiefland von reißenden und kalten Gletscherbächen überrieselt oder von periodischen Gletscherläufen überschwemmt wird, haben die Einwohner ihre Gehöfte an den Bergabhängen erbauen müssen, die grün und gut bewachsen sind, indes die Ebene unterhalb derselben eine leblose Wüste ist. An und für sich ist das Gletscherwasser der Vegetation gegenüber nicht feindlich, es ist nur die starke Strömung, die Veränderlichkeit in den Wasserläufen und die Kälte des Gletscherwassers, was zerstörend auf den Pflanzenwuchs einwirkt; wo diese Faktoren nicht in Tätigkeit kommen, wirkt das Gletscherwasser mit seinem Gehalt an feinem Lehm fruchtbar. Da die langen Gletscherflüsse, die aus dem Innern kommen, nahe an der Mündung eine geringe Strömung haben und unterwegs wärmer geworden sind, so werden sie stellen-

weise zur Berieselung der Wiesen gebraucht, wodurch eine ausgezeichnete Graserate erzielt wird. Das Gletscherwasser aus solchen Flüssen wie Hvítá und Thjórsá hat auch bei Analysen gezeigt, daß es eine ungewöhnlich große Menge Alkalien und Phosphorsäure enthält.

Vulkanausbrüche haben oft große Veränderungen der Flußläufe bewirkt, besonders im Küstenland in der Skaptafellssýsla, indem sich das Land verändert sowohl durch das Schmelzen großer Gletscher, die eine Menge Schutt und Felsstücke zum Tieflande hinabtragen, als auch durch Lavaströme, die sich über große Strecken ausbreiten. Die Flußläufe auf dem Mýrdalssandur am Fuße der Katla sind jetzt bedeutend anders als vor der Mitte des 19. Jahrhunderts, da der Ausbruch der Katla 1860 das Relief des Flachlandes verändert hat. Die großen Lavaströme aus den langen Kraterreihen des Laki verursachten eine neue Verteilung der Flußläufe in Síða und Medalland im Jahre 1783[1]), wo auch bei einer anderen Masseneruption um das Jahr 900 große Veränderungen vor sich gegangen sind.

Ebenso wie in allen anderen Gebirgsländern führen auch die isländischen Flüsse, die nicht aus den Gletschern entspringen, sehr bedeutende Wassermassen mit Sand und Schutt beim Auftauen im Frühjahr, und wenn sie von Eisstücken verstopft werden, können sie große Strecken Tiefland überschwemmen und dem Eigentum der Bauern viel Schaden tun; so geschieht es ab und zu, daß die Ölfusá die niedrigliegende Gegend Flói überschwemmt und daß das Markarfljót Strecken von Landeyjar und Rangárvellir verwüstet; die Hvítá im Borgarfjördur kann ebenfalls bedeutende Areale unter Wasser setzen; 1881 führte eine Wasserflut aus der Hvítá unter starkem Tosen und Krachen eine Masse Eisstücke, Schutt Steine über große Wiesenareale bei Stafholtsey und das Erdreich wurde an mehreren Stellen von den Eisstücken aufgepflügt und in ½—1 m dicken und 15—20 m langen Streifen abgerissen, die ich noch zwei Jahre später zusammengewickelt über die naheliegenden Ebenen verstreut sah. Auch mitten im Winter kann es geschehen, daß die Flüsse ihre Eisdecke zerbrechen und die Ufer überschwemmen; dies geschieht besonders bei starken Föhnwinden, die oft im Herbst und Winter von den inneren Gletscherplateaus hinab nach der Küste wehen und Perioden mit sehr bedeutenden Temperatursteigerungen verursachen, so daß aller Schnee vom Tieflande schmilzt und das Eis sich von Flüssen und Seen löst[2]).

In den isländischen Wasserläufen gibt es eine Menge Fälle, besonders häufig in den Basaltgegenden; die unzähligen Gebirgsbäche, die an den steilen Abhängen von einem Absatz zum anderen herabstürzen, bilden natürlich Hunderte von kleinen und großen Wasserfällen, die durch den terrassenförmigen Aufbau der Berge und durch die Tuff- und Schlackenschichten zwischen den einzelnen Basaltdecken bedingt werden. Der weiche Tuff unter dem harten Basalt wird ausgehöhlt und hinter den Fällen entstehen oft geräumige Höhlen, von denen man eine schöne Aussicht auf die herabstürzende Wassermasse hat. Die bekannteste solcher Höhlen ist die Bárdardalshellir in der Brynjudalsá, nahe am hinteren Ende des Hvalfjördur; auch in Fljótshlíd gibt es ähnliche Höhlen und ebenso an vielen anderen Orten im Lande umher. Die höchsten Wasserfälle finden sich im allgemeinen in den Basaltgegenden; sie zeichnen sich oft durch Schönheit aus und führen klares Wasser, während die Wasserfälle in den Tuffgegenden gewöhnlich weißliches

---

[1]) Dieses habe ich genauer beschrieben in Geografisk Tidskrift XII, S. 228 ff., wo sich u. a. Karten von den Flußläufen vor und nach dem Ausbruch von 1783 befinden.

[2]) N. Hoffmeyer hat im besonderen Föhnwinde beschrieben, welche vom 18.—26. Sept. 1877 nach dem Ost- und Westlande hinunterbliesen, so daß die Mitteltemperatur dieser Tage im Westlande 12° C, im Ostlande 18—20° C wurde. (Tidsskrift for populær Fremstilling af Naturvidenskaben; 5. Række V. Bd., Kjöbenhavn 1878, S. 161—72.

oder gelbliches Gletscherwasser führen. Zu den höchsten Wasserfällen in den Basaltgegenden gehören der Hengifoss im Fljótsdalur im Ostlande, der Glymur im Botnsdalur am Hvalfjördur, der Dynjandi im Arnarfjördur auf der nordwestlichen Halbinsel, welche alle eine Höhe von über 100 m haben. In den Tuffgegenden finden sich auch in kleinen Flüssen unter besonderen Terrainverhältnissen hohe Wasserfälle, so am Tindafjallajökull und am Eyjafjallajökull, die beide auf Plateaus mit wechselnden Tuff- und Doleritschichten ruhen; hier gibt es z. B. sehr schöne Wasserfälle in Fljótshlíd und in der Eyjafjallasveit (Skógafoss, Seljalandsfoss). Die großen wasserreichen Ströme in den Tuffgegenden bilden jedoch die mächtigsten Wasserfälle, wo entweder die Fluten in große vulkanische Spalten niederstürzen oder auch dazwischen liegende Dolerit- oder Lavadecken Anlaß zur Bildung von Wasserfällen gegeben haben. Der Dettifoss in der Jökulsá á Fjöllum ist Islands gewaltigster Wasserfall, die ganze mächtige Wassermasse stürzt in einem 107 m hohen Falle in das südliche Ende einer vulkanischen Kluft hinab, die eine Länge von 20 km hat, und am Boden der Kluft setzt der Fluß mit Wasserwirbeln und Kaskaden seinen Lauf zum Meere brausend fort. Von vielen Touristen gekannt und bewundert ist der Gullfoss in der Ölfusá in der Nähe des Geysir, wo auch der Fluß in eine Kluft hinabstürzt[1]), und doch hat Island in weniger bekannten Gegenden viele ebenso große und schöne Wasserfälle. Von diesen sind zu nennen: Thjófafoss und Búdi in der Thjórsá; Eldeyjarfoss, Godafoss und Ullarfoss im Skjálfandafljót, ferner die Fälle im Sog, dem Abfluß des Sees Thingvallavatn (Ljósafoss, Irafoss, Kistufoss) usw.

Obgleich die isländischen Flüsse sehr wasserreich sind, haben sie nur eine sehr geringe Bedeutung für Schiffahrt und Transport; sie haben ein zu starkes Gefälle und sind zu reißend, oder sie breiten sich auf dem Tieflande zu sehr aus und verzweigen sich, so daß sie für Schiffe unfahrbahr werden. Der einzige schiffbare Fluß ist die Hvítá im Borgarfjördur; nachdem sie die Nordurá aufgenommen hat, ist sie so wasserreich, daß sie selbst für große Schiffe fahrbar ist, aber wegen der Sandbänke draußen im Fjord können jetzt die Schiffe nicht in den Fluß einlaufen; der Fjord ist bei Hochwasser nur für kleinere Boote fahrbar, in alten Zeiten war er jedoch tiefer, so daß Handelsschiffe bis hinauf nach Hvítárvellir laufen konnten, wo damals 4 km von der Flußmündung ein Handelsort war. Auch die Nordurá ist einige Kilometer aufwärts schiffbar. In vielen anderen Flüssen gibt es längere und kürzere Strecken, die von Booten befahren werden können, aber dann ist die Mündung unfahrbar und der Flußlauf hat auf längeren Strecken Engen und Stromwirbel, die eine Benutzung des Flusses für weiteren Transport unmöglich machen. Das Lagarfljót im Ostlande, das durch ein langgestrecktes Felsenbassin fließt, ist in seinem oberen Laufe so tief, daß es von den größeren Schiffen befahren werden könnte, aber zunächst dem Meere ist eine längere Reihe von Kaskaden und Fällen und die Mündung ist versandet und ohne Hafen. Die isländischen Flüsse sind immer ein großes Hindernis für den Verkehr gewesen und werden dies auch in der Skaptafellssýsla im Süden der Gletscher bleiben, denn über die veränderlichen und weit ausgebreiteten Gletscherflüsse können niemals Brücken gebaut werden und würden sie gebaut, so würden sie von den Gletscherläufen fortgefegt werden. Die Bewohner der dortigen Oasen sind voneinander durch schwer passierbare und gefährliche Flüsse getrennt und von der Außenwelt mehr abgeschnitten, als wenn sie auf wirklichen Inseln wohnten. Über die meisten anderen großen Flüsse mit stabilem Bett hat man bei Islands großem materiellen Aufschwung in den letzten 15—20 Jahren Brücken, sowohl von Eisen wie von Holz, gebaut; über die

---

[1]) B. Kahle sagt vom Gullfoss: »Der Rheinfall verschwindet vor ihm«. (Ein Sommer auf Island; Berlin 1900, S. 97).

Ölfusá und die Thjórsá hat man jetzt eiserne Hängebrücken, eine feste Eisenbrücke über die Blanda, Holzbrücken über die Hvítá, das Skjálfandafljót und viele andere. Mehrere Flüsse im bewohnten Lande werden jedoch noch jetzt mit der Fähre oder in Furten zu Pferde passiert und an einzelnen wenigen Stellen wird der Reisende über tiefe Klüfte in Kästen an Seilen gezogen, die über den Fluß gespannt sind (Kláfar). Auf dem Hochlande muß man sich weiterhelfen so gut man kann und Furten aufsuchen, was oft schwierig und gefährlich ist. Als der Verfasser 1881 seine Forschungsreisen in Island begann, gab es im ganzen Lande nur eine Brücke, nämlich über die Jökulsá á Dal im Ostlande, seitdem sind eine Menge große und kleine Brücken mit bedeutenden Kosten erbaut worden.

8. Seen.

Island hat viele Seen, aber die meisten sind klein, so daß die größten, Thingvallavatn und Thórisvatn, jeder nur 100 qkm groß ist. Die Seenflächen nehmen daher nur einen sehr geringen Teil vom Areal des Landes ein. Die Seen sind sehr verschiedenen Ursprungs, ihre Becken sind durch tektonische Bewegungen, Eiserosion, Vulkantätigkeit und auf andere Weise entstanden; in den Einzelheiten sind sie jedoch nur wenig untersucht worden und die Tiefe [1]) kennt man nur von den wenigsten.

Auf dem Hochlande, wo der Abfluß gering ist, besonders in der Nähe der großen Gletscherberge, gibt es viele Seen, stellenweise in großen Gruppen beisammen, wie z. B. die Fiskivötn auf der Arnavatnsheidi nordwestlich vom Langjökull und die Veidivötn im W des Vatnajökull; das Schmelzwasser von den Gletscherrändern verschwindet in den nächsten Lavaströmen und Sandstrecken, um dann wieder hervorzukommen und sich in Bassins viele Kilometer von den Gletschern entfernt zu sammeln. An anderen Stellen finden sich Seen unmittelbar am Gletscherrande, wie Hvítárvatn und Hagavatn am Langjökull und Langisjór am Vatnajökull; die Gletscher gehen in diese Seen hinaus und kalben dort, so daß man oft Eisberge in ihnen schwimmen sieht; das Wasser ist wegen seines Lehmgehalts milchweiß wie in den Gletscherflüssen und dieselbe Farbe haben auch fernere Seen (z. B. das Lagarfljót), wenn sie von Gletscherflüssen durchströmt werden, denn es währt lange, bis der feine Lehm zu Boden fällt. Auf Ebenen in der Nähe von Gletschern bilden sich zuweilen große, aber seichte Seen; sie sind sehr veränderlich und verschwinden manchmal ganz; der größte dieser Seen ist das Dyngjuvatn, im S der Askja und auf Eyjabakkar am Snæfall bilden sich ab und zu temporäre Seen. Wo also das Schmelzwasser von den Gletschern auf Einsenkungen im Terraintrifft, sammelt es sich in größeren Massen und bildet tiefe und bleibende Seen (Hvítárvatn, Hagavatn und Langisjór); wo es sich über flache Strecken ergießt, entstehen seichte und veränderliche Wasseransammlungen (Dyngjuvatn). Außer derartigen Seen gibt es auch richtige Gletscherseen, wie z. B. Grænalón (oder Grímsvötn) nordwestlich vom Skeidarárjökull, die auf allen Seiten von Gletschern umgeben sind; einige Seen entstehen dadurch, daß Gletscher quer über eine Talschlucht gehen und das Wasser aufdämmen, das dann zuweilen durch den Eisdamm bricht (Sólheimajökull). Ferner finden sich hier und da Nunatak-Seen, Ansammlungen von Schmelzwasser, welches sich um Bergspitzen sammelt, die aus dem Eise emporragen.

---

[1]) Nach A. Feddersen ist die größte Tiefe in verschiedenen Seen wie folgt gemessen: Ljósavatn 32 m, Mývatn 7 m, Ishólsvatn 56 m, Svartárvatn 2 m, Hraunsvatn 60 m, Skorradalsvatn 38 m, Ulfljótsvatn 32 m, Thingvallavatn 111 m (Andvari XI, 1885, S. 109—54; Geogr. Tidskr. IX, S. 9f.). Das Lagarfljót liegt nach A. Helland 26 m ü. M. und hat eine Tiefe von 110 m (Geogr. Tidskr. VI, 1882, S. 109). Zu diesen älteren Messungen sind in späterer Zeit verschiedene neue hinzugefügt worden, von denen einige später angeführt werden sollen.



Außer diesen Seen, welche direkt an die Gletscher der Jetztzeit gebunden sind, gibt es eine Menge andere Seen von verschiedener Art, wovon jedoch einige nicht leicht in bestimmte Klassen eingeordnet werden können, da viele verschiedene geologische Faktoren bei ihrer Entstehung mitgewirkt haben. Einer dieser Seen ist das Thingvallavatn, das ein Areal von 105 qkm hat und in einer neueren vulkanischen Gegend liegt, im W und S von steilen Tuff- und Brecciebergen, nach N und O von Lavaströmen umgeben. Gegen SW maß A. Feddersen eine Tiefe von 111 m; nach N und O nimmt die Tiefe jedoch ab, wo Lavaströme weit hinaus in den See geflossen sind, der ursprünglich viel größer gewesen ist[1]). Der See hat einen Abfluß durch das Sog, das nach der Eiszeit eine tiefe Kluft durch Tuffrücken geschnitten hat, aber bevor sich der Fluß tief genug hinein gearbeitet hatte, war der See größer und sandte einen langen Arm nach SW über die Ebenen bei Nesjavellir und seit der Zeit finden sich südlich vom Thingvallavatn deutliche Strandlinien 10—15 m über dem jetzigen Wasserspiegel. Das Bassin des Sees verdankt ohne Zweifel ursprünglich tektonischen Bewegungen seine Entstehung; entlang der Westküste des Sees findet sich eine ausgeprägte und deutliche Bruchlinie, die nach NO von der Almannagjá und nach SW von Kraterreihen auf mächtigen Spalten fortgesetzt wird, welche in den Berg Hengill hinaufgehen, wo auf der Bruchlinie viele Solfataren sind. Während der Eiszeit war das Seebassin von einem Gletscher ausgefüllt, der aller Wahrscheinlichkeit nach den südlichen Teil des Sees vertieft hat, aber die Moränen im S des Sees, die hier von den Bergen gehemmt worden sind, sind doch verhältnismäßig wenig mächtig. In vorgeschichtlicher Zeit haben mächtige Lavaströme von Tindaskagi und Skjaldbreid den nördlichen Teil des Sees ausgefüllt, doch später haben die Lavastrecken zwischen den beiden bekannten Schluchten Almannagjá und Hrafnagjá sich durch Bewegungen auf denselben Bruchlinien gesenkt, die ursprünglich das Seebassin gebildet haben und verschiedene Erdbeben (besonders das große im Jahre 1789) haben auch in neuerer Zeit bewiesen, daß die tektonischen Bewegungen nicht ganz aufgehört haben.

Verschiedene Seen in den Tuffgegenden sind noch nicht so gut untersucht, daß man mit Sicherheit etwas über ihre Bildung sagen kann. Das Thórisvatn (ca 100 qkm) in vollständig wüsten Gegenden auf dem Hochlande ist von Tuff- und Brecciebergen und Lavaströmen umgeben, die hier und da in den See hinausgeflossen sind. Das Wasserbassin ist wahrscheinlich durch Senkungen entstanden und zum Teil mit Lava angefüllt; eine Menge Quellen ergießen sich von den Lavaströmen in den See und ihr Wasser, das vom Vatnajökull stammt, ist durch die Lava filtriert. Der Langisjór, der eine Länge von 23 km und ein Areal von ca 40 qkm hat, liegt in einem schmalen Tale zwischen spitzzackigen Bergreihen von Tuff. Die nahegelegenen parallellaufenden Täler sind ohne Wasser und werden beständig von großen Massen Flugsand durchfegt, der auf dem weichen Tuff eine stark erodierende Kraft besitzt. Der Langisjór scheint von verhältnismäßig jungem Ursprung zu sein und wenn sein Abfluß sich eine hinreichend tiefe Schlucht geschnitten hat, wird die Wassermasse des Sees sich in die Skaptá ergießen und in dem Tale, das zuvor vom Langisjór eingenommen wurde, wird ein Gletscherfluß fließen, wie in so vielen anderen.

Richtige Talseen gibt es nicht viele in Island, aber die vorhandenen gleichen in allem den Seen in anderen Ländern, die früher mit Eis bedeckt gewesen sind. Die am meisten typischen Talseen sind das Lagarfljót im Ostlande und das Skorradalsvatn im Westlande, welche beide langgestreckte, in hartem Basalt ausgehöhlte Bassins sind. Das Lagarfljót hat eine Länge von 45 km und eine Breite von 1—2 km bei einer Tiefe von 110 m; da es

[1]) Jetzt hat B. Sæmundsson in Geogr. Tidskr. XVII, 1904, S. 175—81, eine ausführliche Beschreibung mit Tiefenkarte herausgegeben.

nach A. Helland 26 m über dem Meere liegt, reicht es also 84 m unter den Meeresspiegel; die Ufer und die Umgebungen sind stark vom Eise gescheuert, eine Rundhöckerlandschaft von ausgeprägter Form. Der oberste Teil des Lagarfljót (welches früher 9—10 km länger gewesen ist) ist durch die Ablagerungen des Flusses ausgefüllt worden, die eine grasbewachsene Ebene gebildet haben. Das Skorradalsvatn ist 15 km lang und 1—3 km breit; es liegt 74 m ü. M. und ist 38 m tief. Auch dieser See ist länger gewesen und der Fluß hat am oberen Ende des Sees eine 5 km lange Ebene gebildet; die Mündung des Tales wird vor dem See von einem eisgeschrammten Basaltrücken gesperrt, der von Moränen bedeckt ist. Ein ähnlicher, aber viel kleinerer See befindet sich am Vatnsfjördur auf Bardaströnd; er ist vom Fjorde durch einen stark vom Eise gescheuerten, 850 m breiten Basaltrücken getrennt, welcher von einer Moräne verdeckt ist; letztere ist vom Flusse durchschnitten, der in dem darunterliegenden Felsen mehrere kleinere Kessel ausgehöhlt hat. Längs des Sees findet sich eine alte Strandlinie 3—4 m oberhalb der jetzigen Wasserfläche. Auch das Vesturhópsvatn beim Húnafjördur ist ein in Basalt ausgehöhltes Bassin; es liegt ca 90 m ü. M. und soll über 40 m tief sein.

In verschiedenen Tälern befinden sich Seen, die von Moränen abgesperrt werden, z. B. Vatnsdalsflód im Nordlande, Stefánsstadavatn im Ostlande, Seen bei Hólar im Eyjafjördur, im Villingadalur, in Stifla und an vielen anderen Orten; einige sind ziemlich tief, andere sehr seicht. Mehrere Seen sind auch gebildet durch Aufdämmung von Flüssen bei Bergstürzen, die im Frühjahr sehr häufig sind, einige der größten Bergstürze rühren jedoch von Erderschütterungen her. Obgleich sich Kare und Zirkustäler in allen Entwicklungsformen zu Hunderten in Islands Basaltgegenden finden, so sind doch Karseen nicht sehr gewöhnlich; die größten, die ich gesehen habe, sind Nikratjörn im Svarfadardalur (684 m ü. M.) und Hraunsvatn im Öxnadalur (454 m ü. M.), die in kesselförmigen Vertiefungen mitten in den Bergseiten liegen und auf drei Seiten von ca 300 m hohen, beinahe lotrechten Felsen umgeben sind. Nikratjörn hat eine Größe von ungefähr 6,7 ha, Hraunsvatn ist etwa doppelt so groß. Auf der Grenze von Tuff und Basalt oder Tuff und Dolerit finden sich manchmal tiefe, während der Eiszeit ausgehöhlte Seen, wie z. B. Reydarvatn südwestlich vom Geitlandsjökull und Hvalvatn bei Súlur östlich vom Hvalfjördur. Das Reydarvatn liegt 342 m ü. M., hat ein Areal von 8 qkm und die Tiefe soll recht bedeutend sein, man hat mit einer Leine bei 23 m keinen Grund gefunden. Der See wird nach O von eisgeschrammten Doleritrücken und nach W von dem Breccieberge Tverfell begrenzt; von diesem Berge erstreckt sich am nördlichen Ende des Sees vorbei ein mächtiger Moränenrücken, der vielleicht aus dem Material besteht, welches der Gletscher aus dem Seebassin heraufgebracht hat. Das Hvalvatn liegt 404 m ü. M., ist nur 3 qkm groß, soll aber eine Tiefe von über 100 m haben und scheint noch früher 30—40 m tiefer gewesen zu sein. Der See füllt eine Schale aus, die nach W von 5—600 m hohen Brecciebergen begrenzt, jedoch in Basalt ausgehöhlt ist, welcher unter der Breccie liegt. Das Seebecken scheint existiert zu haben, bevor die Breccie sich bildete, ist von dieser ausgefüllt und dann durch Glazialerosion wieder geleert worden.

Eigentliche Moränenseen in einem wellenförmigen unebenen Terrain mit viel Moränenmaterial und losen Blöcken sind recht gewöhnlich, aber am häufigsten auf dem inneren Hochlande, besonders auf Arnarvatnsheidi und Tvídægra, wo sich die ausgedehntesten Seengruppen von Island finden. Die Unterlage in diesen Gegenden, die 450—600 m ü. M. liegen, wird von eisgescheuerten Doleritströmen gebildet. Die losen Massen werden nach W dicker, so daß der Dolerit ganz unter ihnen verschwindet; die östlichen Seen um das Arnarvatn herum liegen in eisgeschrammten Vertiefungen in der Doleritlava, die überall durch die dünne Moränendecke zum Vorschein kommt; an den westlichen Seen kommt der feste Felsen nicht hervor, das lose Moränenmaterial hat hier eine große Mächtigkeit und

wird am weitesten nach W ganz von ausgedehnten Mooren verdeckt, in denen unzählige kleine Seen verstreut liegen. Alle diese Seen sind sehr seicht, der größte von ihnen, Arnarvatn (25 qkm) ist nur 2 m tief, der zweitgrößte, Ulfsvatn (12 qkm) nur 1—1½ m. Die große Seengruppe um das Ánavatn beim Jökuldalur im Ostlande scheint einen ähnlichen Ursprung zu haben und kleine Seen zwischen wellenförmigen Moränenrücken und in eisgescheuerten Einsenkungen in Doleritlaven finden sich über das ganze Land verstreut.

In alten, mächtigen Moränen und auf Schuttflächen trifft man an vielen Stellen schalen- oder trichterförmige Vertiefungen, die oft mit Wasser gefüllt sind; sie können recht bedeutende Dimensionen und eine Tiefe von 20—50 m haben. Solche kleine Seen gibt es in Ljósavatnsskard, bei Mödruvellir im Hörgárdalur und an vielen anderen Orten. Diese Kessel sind aller Wahrscheinlichkeit nach am Schlusse der Eiszeit gebildet worden, wo isolierte Eismassen geschmolzen sind. Derartige trichterförmige Vertiefungen werden noch jetzt auf dem Skeidarársandur und dem Mýrdalssandur gebildet, wo große Eisstücke, die bei Gletscherläufen von den Gletschern abbrechen und sich über die Sandflächen zerstreuen, liegen und schmelzen, was mehrere Jahre währen kann; solche Pfützen sind den Reisenden, die über die Sandstrecken südlich vom Vatnajökull reisen, wohlbekannt, denn es ist sehr gefährlich, in ihre Nähe zu kommen, da Sand und Lehm um die Pfützen herum durch das Schmelzwasser so aufgeweicht sind, daß Pferd und Mann leicht verschwinden können, wenn der Reisende unvorsichtig ist[1]).

An der isländischen Küste gibt es nicht wenige, vom Meere durch schmale Landzungen abgeschnittene Lagunen-Seen. Längs der Südküste ist die Lagunenbildung am stärksten, wo die wasserreichen Gletscherflüsse mit dem Wellenschlage des Ozeans kämpfen, aber alle diese Lagunen sind nach dem Meere hin offen und enthalten Salzwasser, obgleich die Flüsse oft große Mühe haben, ihre Mündung offen zu halten, besonders bei der starken Herbstbrandung, die viel Geröll hinauf nach der Küste führt; zu eigentlicher Seenbildung ist es hier noch nicht gekommen. Große und kleine Süßwasserseen an der Küste sind dagegen in anderen Gegenden gewöhnlich. Nach der Beschaffenheit der Strandwälle und des Ausflusses kann ihre Natur sich jedoch schnell verändern, zuweilen enthalten sie süßes Wasser, zuweilen Brackwasser oder Salzwasser. Die Fauna in mehreren dieser Seen ist daher periodischen Veränderungen unterworfen, indem manchmal Salzwassertiere durch den Ausfluß einwandern, zu anderen Zeiten verschwinden sie und die Süßwasserfauna erhält das Übergewicht. Die größten Küstenseen dieser Art finden sich im Nordlande, z. B. Sigrídarstadavatn und Hóp am Húnaflói, Miklavatn und Thórdarvatn am Skagafjördur, ferner Miklavatn in Fljót und Olafsfjardarvatn. Diese Seen sind gewöhnlich verhältnismäßig seicht und vom Meere durch Sand- und Schuttzungen getrennt. Das Ólafsfjardarvatn hat im südlichsten Teile eine Tiefe von 10—11 m, weiter nördlich von 2—4 m, an der Oberfläche ist das Wasser süß, aber tiefer unten ist es salzig[2]); der Salzgehalt ist jedoch nach der Jahreszeit verschieden, im Frühjahr beim Auftauen ist der See süßer, im Herbst, wenn die Brandung das Seewasser durch die Mündung hereintreibt, salziger; nicht selten fischte man früher, als der Abfluß tiefer war, Dorsch und Häring in dem See.

Das Miklavatn im Fljót gleicht dem Ólafsfjardarvatn, ist jetzt aber salziger, da die

---

[1]) In Verbindung hiermit kann erwähnt werden, daß sich im Frühjahr in isländischen Flüssen oft tiefe, kesselförmige Löcher im Boden bilden, wo größere Stücke Grundeis oder Eisschollen, die im Schlamme stecken geblieben sind, geschmolzen sind.

[2]) Nach B. Sæmundssons Untersuchung im Juli 1900 hatte das Wasser an der Oberfläche eine Temperatur von 12½° C., am Grunde (10 m) 6½° C. Der Salzgehalt betrug an der Oberfläche 0, 4 m tief 4,06, 6 m tief 24,6, 10 m tief 25,5 Promille. Das Miklavatn war salziger, der Salzgehalt betrug 0 Promille an der Oberfläche, aber schon in 2 m Tiefe 22,53 und am Grunde in 21 m Tiefe 32,88 Promille (Andvari XXVI, 1901, S. 64—66).

Mündung tiefer ist; es befindet sich eine Süßwasserschicht von 1—1½ m an der Oberfläche, darunter ist das Wasser aber salziger. Die Tiefe beträgt 26 m. Das Höfdavatn, welches hinter einer Felsspitze liegt und vom Meere durch schmale Geröllriffe getrennt ist, hat keinen sichtbaren Abfluß und ist süß[1]; die Tiefe beträgt durchgängig 6—8 m, höchstens 15 m. Das Hóp (oder Midhóp) ist einer der größten Seen im Nordlande (40 qkm), hat aber durchgängig nur eine Tiefe von 10 m, größte Tiefe 15 m. Längs der Küste von Melrakkaslétta ist eine Reihe kleiner Lagunenseen mit süßem Wasser und kleinen Inseln, auf denen Eidergänse nisten. Ähnliche Seenformen sieht man an vielen Orten im Ostlande und besonders auf der nordwestlichen Halbinsel, wo Zirkustäler durch das Basaltplateau hinab zum Meere eingeschnitten sind. Ursprünglich hat sich eine Bucht in das Zirkustal hinein erstreckt, aber nach und nach ist eine Nehrung quer über die Mündung der Bucht gebildet worden, wodurch eine Lagune entstanden ist, diese ist dann ganz vom Meere abgeschnitten und die Bucht zu einem Süßwassersee umgestaltet worden, der Zuflüsse von den Wildbecken erhält und danach allmählich ausgefüllt wird, bis er zu einer Moorfläche geworden ist. Von dieser Umgestaltung kann man alle Übergangsformen finden.

Viele Seen in Island verdanken ihre Entstehung vulkanischen Kräften. In Lavaströmen, wo kein Abfluß ist, werden die Einsenkungen manchmal von kleinen seichten Seen mit sehr unregelmäßigen Formen eingenommen und zuweilen haben sich größere, durch Masseneruptionen entstandene Lavastrecken nach der Abkühlung oder durch vulkanische Brüche gesenkt und die Einsenkungen sind dann mit Wasser gefüllt worden; auf diese Art ist das Mývatn entstanden. Das Mývatn ist 27 qkm groß, aber nur 5—7 m tief. Das Bassin ist zwischen Lavaspalten eingesenkt worden und später sind mehrere Lavaströme in den See hinausgeflossen. Das Mývatn hat Zuflüsse von den Lavafeldern der Umgegend durch eine Menge Quellen, von denen einige warm sind; einen Abfluß hat der See durch die ziemlich wasserreiche Laxá. Das Mývatn ist früher bedeutend größer gewesen und hat mit dem Sandvatn zusammengehangen; der Berg Vindbelgur ist damals eine Insel gewesen, um ihn herum sieht man eine Menge alte Strandwälle. Mehrere Krater ragen als Inseln aus der Wasserfläche des Mývatn empor[2]. Bei den heftigen Vulkanausbrüchen der Jahre 1724—30 veränderte sich das Mývatn zum Teil, sowohl durch das Hereinfließen von Lavaströmen, die lange unter gewaltsamen Explosionen mit der Wassermasse kämpften, als durch Senkungen. Grænavatn und Sandvatn in der Nähe sind auf ähnliche Weise gebildet worden, ebenso sind das Svartárvatn und die Seen an der Sudurá durch den Zusammenfluß von Quellen in den Vertiefungen der Lavaströme entstanden. An mehreren anderen Stellen gibt es ähnliche Wasseransammlungen in den Außenrändern der Lavaströme, gebildet entweder von Quellen aus der Lava selbst oder durch Schmelzwasser von naheliegenden Gletschern. Kraterseen findet man auch stellenweise, nirgends aber in so großem Maßstab wie bei Veidivötn im W des Vatnajökull 580—600 m ü. M.; die dortige Kraterlandschaft steht ganz einzig da. Der größte von diesen Kraterseen ist das Snjóölduvatn (6 qkm), die anderen sind nur 1—3 qkm groß. Das Snjóölduvatn ist durch eine Verschmelzung vieler Krater gebildet worden und die hufeisenförmigen Buchten sind von alten Kraterbogen aus Lava und Schlacken umgeben. Das Tjaldvatn liegt in einem großen alten Krater; der See hat viele unregelmäßige Buchten, nimmt aber doch kaum die Hälfte des Kraterbodens ein. Die bodenförmigen Kraterränder haben eine Höhe von 60—90 m über dem See und sind auf der inneren Seite von einer schmalen Lavaterrasse umgeben, die einen alten, höherstehenden Lavaboden zu bezeichnen scheint, welcher später bei erneuerten Ausbrüchen und Ausleerungen um-

---

[1] Jetzt (1905) ist jedoch die Nehrung durchbrochen worden.

[2] Eine Kartenskizze vom Mývatn mit allen Inseln von Th. Krüper ist zu finden in der ornithologischen Zeitschrift Naumannia 1857, Heft 2. Die Inseln des Mývatn S. 33—42.

geschmolzen und gesunken ist. Die nahen Fossvötn sind ebenfalls schöne und typische Kraterseen. Die meisten anderen Seen in derselben Gruppe sind gleichfalls vulkanischen Ursprungs, so daß sie an Krater oder vulkanische Senkungen gebunden sind; sie haben daher eine mehr oder weniger abgerundete Form, indem sie entweder beinahe kreisrund oder die Küsten aus mehreren vereinigten Kratersegmenten zusammengesetzt sind. Das Skálavatn, das dem Tjaldvatn am nächsten liegt, ist von diesem nur durch eine wenige Klafter breite Lavazunge getrennt. Der See ist von Kratergruppen umgeben und hat mehrere Inseln, die auch Krater zu sein scheinen; im Boden sollen auch tiefe Kessel und Abgründe sein. Durch Skálavatn, Tjaldvatn und Fossvötn erstreckt sich nach NO weit hinauf in das Innere eine neuere vulkanische Spalte, auf der sich eine lange Kraterreihe gebildet hat, welche ein Gewirr von kleineren, zusammengefilzten Lavakratern enthält. Die Spalte hat mehrere der alten, großen Schlackenkrater zerklüftet, an welche die Seen gebunden sind, und hat nach beiden Seiten Lava ausgegossen, jedoch ohne daß die hervorgebrachten Lavaströme eine erhebliche Größe haben.

Kleine Seen in alten Explosionskratern (Maare) finden sich hier und da in den vulkanischen Gegenden; der bekannteste ist das sog. Víti (oder Helvíti) nordöstlich vom Mývatn, das bei einem plötzlichen Ausbruch am 17. Mai 1724 entstand. Das Víti liegt 558 m ü. M. und mißt im Durchmesser 315 m. In der südöstlichen Ecke der Askja befindet sich eine tiefe vulkanische Senkung mit Wasser im Boden, von der später die Rede sein wird. Am Rande dieser Senkung ist ein Krater, der am 29. März 1875 einen heftigen Bimssteinausbruch hatte; er ist jetzt zu einem kleinen Maar von 90 m Durchmesser umgebildet. Desselben Ursprungs sind wahrscheinlich die runden Seen Grænavatn und Gestastadavatn bei Krísuvík.

Noch sieht man hier und da Spuren von durch das Eis eingedämmten Seen aus dem Schlusse der Eiszeit. Das zuvor erwähnte Hvítárvatn am Langjökull liegt 435 m ü. M., hat ein Areal von 35 qkm und durchschnittlich eine Tiefe von 10—11 m, ist aber gegen N etwas tiefer; zwei Gletscher gehen von W hinab in den See. Das Hvítárvatn ist jedoch in der Vorzeit viel größer und tiefer gewesen, denn an den Bergabhängen nordöstlich vom See finden sich vier alte Strandlinien übereinander, wie auch grauliche Konglomerate mit vom Wasser geschliffenen Steinen diskordant auf dem Tuff und Dolerit der Umgegend; das Hvítárvatn ist wohl damals ungefähr 100 m tiefer und vielleicht gegen O von einem Gletscher begrenzt gewesen, da das Wasser sich sonst über das Hochland ergossen haben würde. Am Schlusse der Eiszeit ist auch im Fnjóskadalur im Nordlande ein langgestreckter See gewesen. Im Tale sind jetzt mächtige Schuttmassen, die von dem Flusse zum Teil zu Terrassen umgestaltet worden sind; aber höher oben finden sich außerdem deutliche Strandlinien von dem alten See, eingeschnitten sowohl in den Moränenschutt als auch in den festen Felsen; besonders bei Thverá ist die Strandlinie deutlich, denn die Basaltdecken haben hier nach O einen Fall von 4—5° und die Strandlinie schneidet ihre Fallinie in 682 m Höhe ü. M. Der See ist 37 km lang und 75—95 m tief gewesen. Als der Abfluß des Sees sich nach und nach hindurchschneiden konnte, nahm seine Tiefe ab und zuletzt waren zwei seichte Seen daraus geworden, welche später austrockneten und in den Schuttablagerungen auf ihrem Boden hat alsdann die Fnjóská ihre Bahn eingeschnitten und Reihen von Terrassen gebildet.

Die Fischerei in den isländischen Seen hat für die Einwohner eine nicht geringe ökonomische Bedeutung. In den größeren Strömen und vielen kleineren Flüssen werden Lachse gefangen und der Fang wird jetzt, besonders im Südwestlande, auch oft an englische Sportsmen verpachtet[1]). Viele Flüsse und die meisten Seen sind reich an verschiedenen

[1]) Im Jahre 1899 wurden 18292, im Jahre 1902 40167 Pfund Lachs ausgeführt, ein Teil wird aber im Lande selbst verbraucht.

Forellenarten *(Salmo criox* und *S. alpinus)*, die von den Einwohnern gegessen, aber nicht ausgeführt werden; die bedeutendste Menge fängt man im Thingvallavatn, im Mývatn und in den Seen auf Arnarvatnsheidi[1]).

II. Höhenmessungen.

Die Höhenverhältnisse auf Island sind lange Zeit hindurch wenig bekannt gewesen; bis zur Mitte des 19. Jahrhunderts kannte man nur die Höhen einzelner zerstreuter Punkte rund umher an der Küste, Berggipfel, die als trigonometrische Stationen bei den Küstenaufnahmen von 1801—18 benutzt worden waren. Von den Höhenverhältnissen der Plateaus im Innern wußte man beinahe nichts. Der isländische Naturforscher Eggert Olafsson (1726—68) war der erste, welcher auf seinen Reisen in den Jahren 1752—57 die Höhen der isländischen Berge mit Hilfe von Astrolabium und Barometer zu messen versuchte, aber diese Messungen hatten infolge der unzulänglichen Methoden der damaligen Zeit nur geringe Bedeutung[2]). E. Olafsson erhielt jedoch einen besseren Überblick über die Höhenverhältnisse des Landes, als man vordem besaß; er teilte die Gebirge auf Island in vier Klassen ein, in Gebirge von ungefähr 100, 300, 500 und 1000 Faden Höhe. Ein anderer isländischer Naturforscher, Sveinn Pálsson (1762—1840), maß in den Jahren 1791—94 einige der höchsten Gebirge an der Südküste mit Hilfe des Barometers mit verhältnismäßig sehr gutem Resultat, da er über gute Quecksilberbarometer und gleichzeitige korrespondierende Beobachtungen an der Küste, dicht unter den gemessenen Gebirgen, verfügte.

In den Jahren 1801—18 wurde eine Triangulation der isländischen Küste von dänisch-norwegischen Offizieren vorgenommen; damals war ja Norwegen mit Dänemark vereinigt. Gleichzeitig wurden die Höhen von 140 Triangulationspunkten bestimmt, von denen die meisten Berggipfel in der Nähe der Küste waren, mit Ausnahme einzelner Stationen im Flachland. Diese Messungen bildeten lange Zeit hindurch die Grundlage jeder Kenntnis der isländischen Höhenverhältnisse. Die Offiziere, welche die Höhenmessungen vornahmen, waren vier Norweger: Hans Frisak (1773—1834), Hans Jakob Scheel (1779 bis 1851), O. Ohlsen (1769—1814) und H. J. Wetlesen (1775—1844). Die beiden ersteren hielten sich auch am längsten auf Island auf und hatten den Hauptanteil an den Triangulationen und Höhenmessungen, H. J. Scheel führte allein beinahe alle Berechnungen

---

[1]) Nach einem Überschlag von B. Sæmundsson fängt man im Nordland jährlich ungefähr 124500 und im Südland 161300, zusammen 285800 Forellen, mit einem Gesamtgewicht von 254500 Pfund (Andvari XXII, S. 123; XXVI, S. 75). Hier sind das Ostland, das Westland und die vielen fischreichen Seen auf dem Hochland nicht mitgerechnet, so daß jährlich im ganzen sicherlich etwa eine halbe Million Stück gefangen werden. Welcher Fischreichtum in einigen der Seen auf dem niedrigeren Teile des Hochlandes herrscht, kann man daraus ersehen, daß, als ich im Sommer 1898 auf Arnarvatnsheidi weilte, ein einzelner Mann in drei Wochen 3700 Forellen im Arnarvatn fing. Auch in den Veidivötn ist großer Reichtum an Fischen, der wenig benutzt wird, da die Seen so weit von den Ansiedlungen sind. Die Forellen sind hier sehr groß und fett, ich fing hier 1889 mehrere Lachsforellen, die acht bis neun Pfund wogen.

[2]) Der Snæfellsjökull, dessen mit Gletscher bedeckter Vulkankegel sich gerade aus dem Meere bei Faxaflói erhebt, an der Stelle, wo die meisten Handelsschiffe vorübersegeln, wurde lange Zeit hindurch für den höchsten Berg auf Island gehalten, und viele machten sich phantastische Vorstellungen von seiner Höhe. So erzählt Daniel Streyç (1638), daß »Snebels Hokel« eine Höhe von fünf Meilen (!) habe und daß sein Gipfel stets in Wolken gehüllt und deshalb niemals sichtbar sei. Ein Kaufmann Christian Paulsen Fyn, der 1699 den Vulkan gemessen haben soll, gab hingegen seine Höhe zu 1403 Ellen an. Die wirkliche Höhe des Vulkans ist nach der trigonometrischen Messung von H. Frisak 1436 m. Vgl. Th. Thoroddsen, Geschichte der isländ. Geographie II, S. 209f., 269.

aus[1]). In den Jahren 1831—43 vermaß bekanntlich Björn Gunnlaugsson (1788—1876) die Ansiedlungen auf Island sowie einen Teil des inneren Hochlandes, ebenso nahm er Vermessungen von einer Anzahl Höhen im südwestlichen Island vor, publizierte sie jedoch nicht, erst 1879 wurden sie von mir nach Björn Gunnlaugssons Manuskripten veröffentlicht[2]).

Auf P. Gaimards Expedition nach Island (1836) wurden mit Hilfe des Barometers einige wenige Höhen durch den Physiker der Expedition, Victor Lottin (1795—1858), bestimmt, aber infolge mangelnder korrespondierender Beobachtungen an der Küste sind sie ziemlich unzuverlässig[3]). Im Sommer 1846 stellte der berühmte Chemiker R. W. Bunsen (1811—99) mehrere Barometerbeobachtungen während seiner Reise quer durch das Land auf dem Sprengisandweg an und berechnete nach ihnen 16 Höhen auf dieser Strecke[4]). Es waren die ersten Messungen, welche über die allgemeinen Höhenverhältnisse des Hochlandes vorgenommen wurden, und sie dienen als Grundlage für das Höhenprofil quer durch das Land auf der Karte von Island von Björn Gunnlaugsson[5]). Bunsens Berechnung der Höhen stützte sich auf gleichzeitige Barometerbeobachtungen in Reykjavik, angestellt von Dr. Jon Thorsteinsson. Die Messungen des südlichen Teiles der Sprengisandur scheinen sehr gut zu sein, die nördlicheren Messungen hingegen sind schlechter. Die Firnflächen auf dem Höhenrücken des Landes bilden eine klimatische Grenze, und Luftdrucks- wie Temperaturverhältnisse sind beinahe immer im Norden verschieden von denen im Südland, weshalb Höhenberechnungen im Nordland, nach gleichzeitigen Beobachtungen im Südland angestellt, niemals anders als sehr ungenau ausfallen können. Der norwegische Geolog Theodor Kjerulf (1825—88), der Island im Sommer 1850 bereiste, nahm ebenfalls barometrische Höhenmessungen im südwestlichen Island sowie einige im Norden vor[6]). Französische Marineoffiziere führten in den Jahren 1840—66 Vermessungen verschiedener Fjorde und Häfen rund umher an der Küste aus, und auf ihren Seekarten[7]) sind einige Höhen der nächstgelegenen Küstengebirge angegeben, die wahrscheinlich in Verbindung mit der Seevermessung trigonometrisch gemessen worden sind. Auf einigen dänischen Seekarten ist ebenfalls die Höhe etlicher Küstengebirge im allgemeinen und ungefähr angegeben.

Nachdem das dänische meteorologische Institut durch die Initiative von Niels Hoffmeyer in Kopenhagen im Jahre 1872 gegründet worden war, sind mehrere meteorologische Stationen rings um die isländische Küste etabliert worden; die Hauptstationen sind Stykkishólmur und Reykjavik im W, Vestmanneyjar im S, Berufjördur im SO, sowie Grimsey und Akureyri im N, außerdem existieren mehrere kleinere klimatologische Stationen an der Küste und in den Ansiedlungen. Seitdem tägliche Beobachtungen auf diesen Stationen angestellt wurden, war es viel leichter als früher, die Höhenmessungen mit Barometer und Aneroid auszuführen, da man durch die Beobachtungen einigermaßen die tägliche Verteilung des Luftdrucks und der Temperatur über die Insel verfolgen konnte. Im Sommer 1876 bereiste der dänische Geolog Fr. Johnstrup (1818—1894) das nördliche Island, um den

---

[1]) In meiner »Landfrædissaga Islands« III, S. 251—92, habe ich nach Dokumenten des Dänischen Reichsarchiv eine ausführliche Darstellung dieser Triangulation mit biographischen Notizen über die einzelnen Offiziere gegeben. Vordem gab es keine zusammenhängende Darstellung dieser Vermessung.

[2]) Geogr. Tidskr. III, 1879, S. 126f., und Almanak hins islenzka thjódvinafjelags 1881, S. 49f.

[3]) V. Lottins Höhenmessungen sind folgende: Skólavarda bei Reykiavík 36,7 Thingvallavatn 84,5, Geysir 152, Mývatn 269 m.

[4]) Auszug eines Schreibens von Prof. Bunsen an J. J. Berzelius, Marburg, 3. November 1846, s. l. & a., 46 S. 8⁰.

[5]) Auf Björn Gunnlaugssons »Uppdráttur Islands« steht die Jahreszahl 1844, jedoch war die Karte faktisch nicht vor 1848 fertig.

[6]) Nyt Magazin for Naturvidenskaberne VII, Kristiania 1853, S. 58—62.

[7]) Carte de Dyre Fiord 1855, Nr. 1531. Plan de Faskrud Fiord 1856, Nr. 1756.

Vulkan Askja sowie die Vulkane beim Mývatn zu untersuchen; der Verfasser dieser Schrift begleitete ihn damals als Assistent. Auf dieser Reise wurden viele Aneroid-Messungen in der Umgegend vom Mývatn sowie einige in Odadahraun vorgenommen [1]). Im Sommer 1881 bereiste der norwegische Geolog A. Helland einen Teil des südlichen, östlichen und nördlichen Island und hat viele auf seiner Reise vorgenommenen Aneroid-Messungen publiziert [2]); namentlich untersuchte er die Umgegend des Vulkans Laki und maß die Höhen der einzelnen Krater [3]). In verschiedenen Touristen-Reisebeschreibungen finden sich hier und da Angaben von Höhen auf Island, die aber beinahe alle sehr unzuverlässig sind und sich meistens auf unmittelbares Ablesen von schlechten Aneroiden stützen, ohne korrespondierende Beobachtungen an der Küste, weshalb ich sie auf der beifolgenden Höhenliste übergangen und nur drei Höhenzahlen von W. L. Watts aufgeführt habe, obwohl sie bei weitem nicht sicher sind; aber da sie Punkte mitten in dem großen Binneneis betreffen, wo niemals Messungen vorgenommen worden sind, schien es mir notwendig, sie anzuführen, um so mehr, als mir die Fehlergrenzen nicht allzu groß vorkamen.

Als ich im Sommer 1881 meine Untersuchungen begann, waren nur 230 Höhenmessungen von Island bekannt, beinahe alle von Küstengebirgen und einzelnen Bergspitzen im inneren Lande; später (1882 und 1886) kamen ungefähr 140 Höhenmessungen von A. Helland und F. Johnstrup hinzu. Diese Höhenmessungen waren jedoch ganz unzulänglich, um einen Gesamteindruck der Skulptur des ganzen Landes zu geben, da man auf sehr großen Arealen, namentlich im Innern, aller Höhenangaben entbehrte. Ich machte es mir deshalb zur Aufgabe, so viele Höhenmessungen in den weniger bekannten Teilen des Landes vorzunehmen, als ich nur zu bewältigen vermochte. Genaue trigonometrische Vermessungen konnten natürlich wegen Mangel an Zeit und anderen Umständen nicht stattfinden; ich war ganz allein, hatte geringe Geldmittel zur Verfügung und unzählige andere Aufträge auszuführen, besonders geologische und physisch-geographische Arbeiten verschiedener Art. Auch zeigte es sich, daß trigonometrische Höhenmessungen im inneren Hochland sich nicht auf das alte Triangelnetz längs der Küste stützen konnten, da unter anderm die meisten Stationssignale auf den Berggipfeln seit langer Zeit umgefallen und verschwunden waren, außerdem war die Länge vieler der alten Triangelseiten nicht hinlänglich genau bestimmt. Es fehlte an Zeit und Gelegenheit zu Basismessungen, und genaue trigonometrische Höhenmessungen konnten nicht vorgenommen werden, bevor eine neue derartige Vermessung des ganzen Landes stattgefunden hatte. Um einen einigermaßen guten Überblick über die am wenigsten bekannten Teile des inneren Hochlandes zu erhalten, maß ich mit Theodolit von mehreren Berggipfeln im Innern verschiedene Triangel, indem ich die alten trigonometrischen Stationen als Stützpunkte benutzte, wo diese noch vorhanden waren, und gleichzeitig maß ich zahlreiche Höhenwinkel, wodurch ich eine ungefähre Kenntnis von einer Anzahl relativer Höhen der Gebirge erhielt und meine Aneroid-Messungen kontrollieren konnte.

Meine auf der mitfolgenden Liste [4]) angeführten Höhenmessungen sind nach Aneroidbeobachtungen berechnet, die sich zuweilen auf Beobachtungen mit Quecksilberbarometer und Kochthermometer stützen. Da alle Vorsichtsmaßregeln angewendet sind, glaube ich, daß die Höhenmessungen im ganzen Anspruch auf ziemliche Genauigkeit erheben können,

[1]) F. Johnstrup: Om de vulkanske Udbrud og Solfatarerne i den nordöstlige Del af Island, København, 1886 (Naturhist. Foren., Festskrift 1890).

[2]) A. Helland: Höjdemaalinger fra Island (Arkiv for Mathematik og Naturvidenskab, Kristiania, 1882, VII, S. 233—39).

[3]) A. Helland: Lakis Kratere og Lavaströmme, Kristiania, 1886.

[4]) Meine Messungen in Odádahraun und Umgegend sind früher in Pet. Mitt. gedruckt, 1885, Heft 9, S. 328.



und ich hoffe, daß der Zweck erreicht ist, eine verhältnismäßig gute Übersicht über die allgemeinen Höhenverhältnisse des Landes zu erlangen, wobei es nicht so sehr auf eine exakte Genauigkeit im einzelnen ankommt. In betreff der alten trigonometrischen Messungen auf Island ist auch nicht auf besonders große Genauigkeit zu rechnen, so daß ich glaube, daß sie an und für sich nicht von viel größerem Werte sind als die späteren Messungen mit Barometer und Aneroid. Herr Direktor Niels Hoffmeyer war mir beim Anschaffen, Prüfen und Kontrollieren meiner Instrumente behilflich, die unausgesetzt mit den Instrumenten der isländischen Stationen verglichen und mehrmals auf dem meteorologischen Institut in Kopenhagen geprüft worden sind. Bei Messungen in der Nähe der Küste wurden ebenfalls gleichzeitige Beobachtungen am Meere in der Nähe der Gebirge angestellt. Die Berechnungen aller Beobachtungen im Innern des Landes sind nach gleichzeitigen Beobachtungen auf allen isländischen meteorologischen Küstenstationen mit Konstruktion von Isobaren und Isothermen für die Zeitpunkte der Beobachtungen ausgeführt worden. Beobachtungen bei Unwetter oder bei jähen und bedeutenden Veränderungen des Luftdrucks sind nicht benutzt worden.

Im ganzen habe ich nach meinen Beobachtungen ungefähr 1200 Höhen berechnet, von denen in der folgenden Liste 775 aufgenommen sind, die hauptsächlich orographische Verhältnisse betreffen, die übrigen sind nur von geologischem oder physisch-geographischem Interesse, wie z. B. Höhe und Tiefe vieler Krater, Höhenverhältnisse von Lavaströmen, von denen ich jedoch auch einzelne in der Liste angeführt habe, sowie Höhen warmer Quellen ü. M., Surtarbrandsschichten, Muschelbänken, alten Küstenlinien, Schnee-Gletschern und Firngrenzen u. a. m.; mehrere dieser Höhenmessungen werden späterhin an anderen Stellen dieser Schrift Anwendung finden. Wo den Berechnungen der Höhen mehrere Beobachtungen zugrunde liegen, steht die Anzahl der Beobachtungen hinter dem Ortsnamen in Klammern.

Auf der Höhenliste sind 1150 Höhen angegeben, ungefähr alle, die auf Island gemessen worden sind und orographische Bedeutung haben. Der Name des Autors ist bei jeder Höhe angeführt sowie die Art der Messung, trigonometrisch (T), Quecksilberbarometer (B), Aneroid (A). Von diesen 1150 Höhenmessungen sind 187 trigonometrisch ausgeführt, 83 von H. J. Scheel (Sch.), 28 von H. Frisak (F.), 11 von O. Ohlsen (O.), 2 von H. Wetlesen (W.), 39 von B. Gunnlaugsson (B. G.) und 24 sind französischen Seekarten entnommen (Fr. K.). Mit Hilfe von Quecksilberbarometer sind 44 Messungen vorgenommen worden, 29 von Th. Kjerulf (K.) und 15 von R. W. Bunsen (B.), sowie 919 mit Aneroid, von denen 97 von A. Helland (H.), 43 von F. Johnstrup (J.), 3 von W. L. Watts, 1 von H. Mohn und 775 von mir (Th.) ausgeführt sind. Nachdem diese Liste im Jahre 1902 verfaßt war, sind einige neue Höhenmessungen in »Geogr. Tidskr.« XVII, S. 5—10, publiziert worden, die ich hinzufüge. Diese neuen trigonometrischen Höhenmessungen sind von dem dänischen Generalstab im Sommer 1902 vorgenommen worden, als eine neue Triangulation der Südküste in Angriff genommen wurde. Ich weise auf die Nummern in der Höhenliste hin, die früher gemessene Höhen angeben, aber es muß hierbei bemerkt werden, daß die neuen trigonometrischen Stationen gewiß nicht immer an denselben Orten auf den Gebirgen liegen, wo sich die alten Stationen befanden, obwohl der Name des Ortes derselbe ist.

Die beifolgende »Höhenschichtenkarte« von Island ist der erste Versuch, der zu einer hypsometrischen Darstellung der Oberflächenverhältnisse von Island gemacht worden ist. Demselben liegen nicht allein die Höhenzahlen zugrunde, welche auf der Liste angegeben sind, sondern auch eine Anzahl von mehr oder weniger genauen Schätzungen der Höhenverhältnisse, auf ungefähre Messungen mit Theodolit und Nivellierspiegel basiert. Ich glaube, daß die Karte einen einigermaßen wahrheitsgetreuen Eindruck der allgemeinen Höhenverhältnisse des Landes gibt, obgleich dies nicht von allen Landesteilen in gleichem Maße

gilt. Von dem Innern der großen Jökelflächen sind sehr wenige Höhenmessungen vorhanden, dasselbe gilt von dem inneren Hochland auf der nordwestlichen Halbinsel, aber da sich dort an diesen Stellen große Strecken ohne größere Unebenheiten vorfinden, glaube ich annehmen zu können, daß meine Darstellung der Höhenverhältnisse einigermaßen richtig ist. Mit Ausnahme der zentralen Teile des Vatnajökull gibt es auch auf ganz Island keine größere Strecke, über welche ich nicht, mindestens von hohen Berggipfeln aus, einen Überblick erlangt habe.

Höhenliste.

Die Höhenzahlen in Metern nach den Bezirken geordnet.

		Autor	Art der Messung	Höhe in Metern
	Isafjardasýsla.			
1	Steinanesháls bei Arnarfjörd	Th.	A	210
2	Kirkjubólsheidi bei Geirthjófsfjörd	—	—	522
3	Skógar im Mosdal	—	—	82
4	Gláma	F.	T	901
5	Rafnseyrarheidi	Th.	A	542
6	Gipfel oberhalb Haukadalur	Fr. K.[1])	T	504
7	„ östlich der Mündung des Keldudalur	—	—	538
8	„ südwestlich von Thingeyri	—	—	650
9	Ótholi bei Gerdhamrar	—	—	675
10	Mýrafell	—	—	284
11	Gipfel östlich von Gemlufallsheidi	—	—	583
12	Gemlufallsheidi	Th.	A	235
13	Klúka	—	—	574
14	Thorsteinshorn	—	—	499
15	Klofningsheidi	—	—	606
16	Botnsheidi bei Súgandafjörd	—	—	493
17	Breiddalsheidi	—	—	598
18	Gil in Bolungarvík	—	—	158
19	Arnardalsháls bei Skutulsfjord	—	—	127
20	Kambsnesháls bei Álptafjörd	—	—	112
21	Paß zwischen Seydisfjördur und Hestfjördur	—	—	33
22	Øgurháls	—	—	98
23	Drangajökull (Hljódabunga)	F.	T	890
24	Snæfjall	—	—	757
25	Dalsheidi bei Snæfjallaströnd	Th.	A	660
26	Snæfjallaheidi	—	—	434
27	Stadarheidi bei Grunnavík	—	—	122
28	Leirujökull, unterstes Gletscherende	—	—	38
29	Kaldalón, „ „	—	—	25
30	Breidaskardshnúkur	F.	T	686
31	Kálfatindur bei Horn	—	—	506
32	Stadarheidi bei Slétta (2)	Th.	A	263
33	Tunguheidi bei Adalvík (Kjölur)	—	—	467
34	Skorarheidi bei Furufjörd	—	—	245
35	Almenningaskard bei Horn	—	—	259
36	Axarfjall bei Bjarnarnes (2)	—	—	221
37	Smidjuvikurbjarg	—	—	88
38	Smidjuvikurháls (2)	—	—	230
39	Bardsvikurskörd (2)	—	—	356
40	Svartaskardsheidi (2)	—	—	402
41	Reykjarfjardarháls	—	—	123
42	Reykjarfjördur nyrdri, unterstes Gletscherende	—	—	30
43	Tharalátursfjördur, „ „	—	—	200
44	Bjarnarfjördur, „ „	—	—	250
45	Furufjördur, „ „	—	—	200
46	Sigluvíkurháls bei Geirólfsgnúp	—	—	214
47	Geirólfsgnúpur	Sch.	T	447
	Bardastrandarsýsla.			
48	Hálfdán	Th.	A	501
49	Miklidalur zwischen Tálknafjördur und Patreksfjördur	—	—	368

[1]) Carte de Dyre Fiord. Miet, de Rochebrune, Mathieu et Ternier 1855, Ed. 1856, Nr. 1531.

		Autor	Art der Messung	Höhe in Metern
50	Raknadalsfjall	Th.	A	450
51	Dalsheidi zwischen Patreksfjördur und Raudisandur	—	—	349
52	Skorarbjarg bei Ølduskard	—	—	331
53	Stálfjall	F.	T	673
54	Bjargbrún zwischen Brekka und Keflavík	Th.	A	299
55	Látraheidi	—	—	387
56	Látrabjarg	—	—	437
57	Látrasel	—	—	115
58	Hafnarfjall (bei Ørlygshöfn)	—	—	341
59	Kleifaheidi bei Patreksfjörd	—	—	403
60	Hagatafla	F.	T	605
61	Vadalfjall (bei Brjámslæk)	—	—	611
62	Kíkafell (bei Brjámslækur)	Th.	A	560
63	Bergrücken hinter Lækjardalur	—	—	421
64	Hinter Hestmúli	—	—	400
65	Múlanes	—	—	500
66	Paß hinter Múlanes	—	—	60
67	Vattarnesfjall	—	—	401
68	Klettháls	—	—	320
69	Gufudalsháls	—	—	384
70	Skálaneshyrna	Sch.	T	402
71	Vadalfjöll bei Thorskafjörd	—	—	513
72	Djúpadalsháls	Th.	A	180
73	Hjallaháls	—	—	360
74	Snjófell bei Garpsdalur	Sch.	T	567
75	Krossárvatn zwischen Gilsfjördur und Bitra	Th.	A	228
76	Brunar bei Mókollsdalur	—	—	498
	Strandasýsla.			
77	Grænamýrartunga (2)	—	—	63
78	Melar	—	—	38
79	Rjúpnafell	Sch.	T	628
80	Leidaröxl	—	—	605
81	Tröllatunga	Th.	A	57
82	Hlídarsel	—	—	128
83	Bæjarfell	—	—	316
84	Sandfell bei Kaldbaksvík	Sch.	T	689
85	Hveratungur bei Kaldbaksvík	Th.	A	240
86	Veidileysuháls	—	—	220
87	Háfafell bei Reykjarfjördur	Sch.	T	779
88	Búrfell	F.	—	693
89	Ørkin	—	—	622
90	Trékyllisheidi nördlich von Goddal	Th.	A	480
91	Trékyllisheidi, südlichster Rand bei Bólstad	—	—	115
92	Ófeigsfjardarbrekka	—	—	243
93	Ófeigsfjardarfjall	—	—	495
94	Paß (Eydi) zwischen Nordfjördur und Ingólfsfjördur	—	—	88
95	Drangaháls (2)	—	—	315
96	Hjarandaskard bei Bjarnarfjördur (2)	—	—	204
	Dalasýsla.			
97	Gunnarsstadir	—	—	55
98	Háls nördlich von Hjardarholt	—	—	91
99	Háls nördlich von Höfn in Hvammssveit	—	—	153
100	Svínadalur (Wasserscheide)	—	—	200
101	Hvítidalur	—	—	60
102	Hafratindur	F.	T	922
103	Klofningur	Sch.	—	501
104	Der obere Bezirk außerhalb Hvammur auf Fellsströnd	Th.	A	100
105	Hrappsey, Akurborg	—	—	45
106	„ Alfhóll	—	—	33
107	„ Vitanesborg	—	—	38
	Snæfellsnessýsla.			
108	Setbergsháls auf Skógarströnd	—	—	152
109	Svelgsárhraun, unterstes Ende	—	—	60
110	Valshamar	B. G.	T	82
111	Helgafell	—	—	65

		Autor	Art der Messung	Höhe in Metern
112	Berserkjahraunsgigur	Th.	A	216
113	„ (relative Höhe)	—	—	138
114	Hraun bei Hraunfjord	—	—	39
115	Hólsfjall	Sch.	T	671
116	Raudukúlur	F.	—	824
117	Tröllháls bei Kolgrafarfjördur	Th.	A	210
118	Eydi zwischen Kolgrafarfjördur und Grundarfjördur	—	—	27
119	Eyrarfjall, nördlichste Ecke	F. K.	T	368
120	Stöd bei Grundarfjord (Ligkisten)	—	—	235
121	Kirkjufell (Sukkertoppen)	—	—	489
122	Búlandshöfdi (auf dem Wege)	Th.	A	111
123	Rjúkandi bei Ólafsvík	—	—	124
124	Prestahraun bei dem nördlichsten Raudhóll	—	—	154
125	Snæfellsjökull	F.	T	1436
126	Kambsskard	Th.	A	459
127	Sönghellir bei Stapafell	—	—	256
128	Búdaklettur	—	—	98
129	„ (relative Höhe)	—	—	66
130	Búdahellir	—	—	33
131	Knararhlíd, die Ebene unterhalb	—	—	77
132	Bláfeldarhraun zu unterst	—	—	16
	Hnappadalssýsla.			
133	Kerlingarskard	—	—	300
134	Vatnsheidi bei Kerlingarskard	—	—	324
135	Raudkollsstadir (2)	—	—	39
136	Ytri Raudamelur (4)	—	—	51
137	Raudamelsölkelda	—	—	89
138	Raudamelskúla	—	—	230
139	„ (relative Höhe)	—	—	127
140	Raudamelsheidi	—	—	229
141	Grímsfjall	F.	T	812
142	Sáta	B. G.	—	538
143	Helgufell	—	—	785
144	Skyrtunna	—	—	946
145	Tröllakirkja	—	—	845
146	Barnaborg	Th.	A	100
147	„ (relative Höhe)	—	—	39
148	Barnaborgarhraun, oberes Ende	—	—	61
149	„ unteres „	—	—	28
150	Svínhóll	Sch.	T	89
151	Akranes	W.	—	9
	Mýrasýsla.			
152	Hítardalur	Th.	A	109
153	Fjárhellir bei Hítardal	—	—	183
154	Hagahraun, unterstes Ende	—	—	22
155	Brúarfossar (3)	—	—	22
156	Valbjarnarvellir	—	—	30
157	Hjörsey	W.	T	7
158	Álftanes	Sch.	—	20
159	Náttmálaborg	—	—	49
160	Svarfhólsmúli	—	—	311
161	Gjafi	B. G.	—	750
162	Hraundalur unter den Tuffelsen	Th.	A	156
163	Skardsheidi vestri	—	—	159
164	Langivatnsdalur, Zeltplatz südlich vom See (10)	—	—	218
165	Hredavatn (5)	—	—	89
166	Selvatn bei Hredavatn	—	—	149
167	Paß hinter Vikrafell	—	—	268
168	Hredavatnssel	—	—	296
169	Nedra Surtarbrandsgil	—	—	402
170	Thrimilsdalur	—	—	269
171	Fífudalur	—	—	369
172	Brók im Nordurárdal	—	—	155
173	Réttargígur	—	—	105
174	Dyrastadir	K.	B	92
175	Baula	B. G.	T	906

		Autor	Art der Messung	Höhe in Metern
176	Baula	K.	B	910
177	Litla Baula	—	—	783
178	Baulas Basis	—	—	384
179	Bergrücken zwischen Baula und Litla Baula	—	—	660
180	Hvammur im Nordurárdal	Th.	A	89
181	Fornihvammur (5)	—	—	170
182	Sæluhús auf Holtavörduheidi	—	—	211
183	Holtavörduheidi (5)	—	—	384
184	Arnarholt in Stafholtstungur	—	—	33
185	Nordtunga (2)	—	—	64
186	Grjótháls (3)	—	—	241
187	Sidumúli, bei der warmen Quelle	—	—	56
188	Gilsbakki (5)	—	—	175
189	Fljótstunga (4)	—	—	232
190	Vídgeymir	—	—	246
191	Barnafoss	—	—	103
192	Húsafell (2)	—	—	130
193	Geitá	—	—	195
194	Geitland	—	—	295
195	Kalmannstunga (3)	—	—	218
196	Sýrholt bei Kalmannstunga	—	—	274
197	Strútur	—	—	921
198	Surtshellir	—	—	338
199	Vopnalág	—	—	363
200	Thorvaldsháls	—	—	425
201	Eiriksjökull	B. G.	T	1798
202	Klofajökull, der nördliche Rand vom Eiriksjökull, Gletscherende	Th.	A	606
203	Saudafjall nyrdra	—	—	545
204	Zeltplatz bei Saudafjall (3)	—	—	476
205	Thristapafell	—	—	714
206	Nedri Fljótsdrög bei Nordlingafljót (Zeltplatz, 4)	—	—	583
207	Baldjökull	B. G.	T	1385
208	Baldjökulsgnýpa	—	—	1010
209	Paß zwischen Langjökull und Lyklafell	Th.	A	920
210	Svartafell bei Lyklafell	—	—	922
211	Krákur á Sandi	—	—	843
212	Arnarvatn (2)	—	—	565
213	Svartarhæd bei Arnarvatn	—	—	618
214	Úlfsvatn (4)	—	—	453
215	Urdhædir auf Tvídægra	—	—	499
	Borgarfjardarsýsla.			
216	Akranes-skagi	Sch.	T	14
217	Akrafjall	—	—	364
218	Ós	—	—	29
219	Ás in Melasveit	—	—	34
220	Fiskilækur	—	—	100
221	Höfn	—	—	77
222	Ølver	B. G.	—	689
223	Skessuhorn A	—	—	1037
224	Skessuhorn B	—	—	1014
225	Skardsheidi sydri (2)	Th.	A	447
226	Leirársel (2)	—	—	269
227	Dragi (3)	—	—	243
228	Draghálsvatn	—	—	74
229	Ferstikluháls	—	—	181
230	Botnsheidi westlich von Veggir	—	—	375
231	Skorradalsvatn (3)	—	—	74
232	Grund im Skorradal	—	—	102
233	Vatnshorn	—	—	85
234	Hestháls (2)	—	—	132
235	Háls zwischen dem Ende des Skorradalur und Lundareykjadalur	—	—	351
236	Lundur (4)	—	—	58
237	Brautartunguhver	—	—	55
238	Lundareykjadalur, das Ende unterhalb Thverfell	—	—	173
239	Stafholtsey (15)	—	—	25
240	Flókadalur, die Mündung	—	—	114
241	Hæll im Flókadal	—	—	174

		Autor	Art der Messung	Höhe in Metern
242	Kroppsmúli	B. G.	T	286
243	Varmalækjarmúli	—	—	317
244	Skáneyjarbunga	Th.	A	258
245	Reykholt (3)	—	—	56
246	Nordurreykir	—	—	56
247	Hvítá in der Nähe von Stóriás	—	—	65
248	Ok	B. G.	T	1188
249	Kaldidalur (Langihryggur)	Th.	A	739
250	Skotmannsvötn (4)	—	—	342
251	Skotmannsfjöll	—	—	439
252	Reydarvatn	—	—	342
253	Uxahryggir	—	—	412
254	Hvalvatn (3)	—	—	404
255	Botnssúlur	—	—	1108
256	„	B. G.	T	1104
	Kjósarsýsla.			
257	Brautarholtsborg	Sch.	—	44
258	Móskardshnúkur	B. G.	—	821
259	Reynivallaháls (5)	Th.	A	274
260	Svínaskard (5)	—	—	477
261	Mödruvellir in Kjós (4)	—	—	92
262	Reynisvatn	—	—	55
263	Stórihnúkur, Lágafell in Mosfellssveit	—	—	274
264	Seljadalur, Mitte (2)	—	—	161
265	„ in der Nähe vom Ende (2)	—	—	196
266	Mosfellsheidi, der alte Weg (2)	—	—	292
267	„ der neue Weg in der Nähe von Grimmannsfell	—	—	346
268	Vilborgarkelda	—	—	206
269	Middalur	—	—	142
270	Reykir in Mosfellssveit	—	—	50
	Gullbringusýsla.			
271	Vífilsfell	O.	T	652
272	Ásvardi bei Hafnarfjördur	Sch.	—	124
273	Launguhlídarfjall	O.	—	604
274	Middagshnúkur	—	—	391
275	Keilir	—	—	389
276	„	Th.	A	375
277	Fóelluvötn	—	—	152
278	Lækjarbotnar (4)	—	—	106
279	Raudhólar bei Ellidavatn	—	—	100
280	„ (relative Höhe)	—	—	33
281	Gardahraunsgígur	—	—	181
282	„ (relative Höhe)	—	—	61
283	Kaldársel (8)	—	—	81
284	Helgafell	—	—	342
285	Grindaskörd	—	—	514
286	„ der nördliche Rand des Berges	—	—	466
287	Die Lavaebene unterhalb Grindaskörd	—	—	343
288	Kistufell auf Brennisteinsfjöll	—	—	593
289	Solfataren in Brennisteinsfjöll	—	—	431
290	Kristiansdalir	—	—	248
291	Unter Kóngsfell	—	—	387
292	Bei Bláfjöll	—	—	469
293	Der östliche Lavastrom bei Kóngsfell	—	—	424
294	Undirhlídar	—	—	125
295	Skúlatún	—	—	158
296	Trölladyngja	—	—	398
297	Die Ebene bei Trölladyngja	—	—	168
298	Selvellir	—	—	187
299	Hverinn eini	—	—	164
300	Móháls	—	—	275
301	Vigdísarvellir	—	—	122
302	Hraunssel bei Núphlídarháls	—	—	155
303	Die Ebene zwischen Núphlídarháls og Sveifluháls	—	—	191
304	Ketilstígur	—	—	284
305	Krisuvík	—	—	108

		Autor	Art der Messung	Höhe in Metern
306	Eldborg bei Geitahlíd	Th.	A	158
307	Mælifell bei Øgmundarhraun	—	—	222
308	Latsfell „ „	—	—	118
309	Hettustígur	—	—	285
310	Stórigígur bei Selvellir	—	—	244
311	„ (relative Höhe)	—	—	57
312	Grænivatnsgígur	—	—	290
313	„ (relative Höhe)	—	—	113
314	Háls hinter Festarfjall und Grindavík	—	—	130
315	Vogastapi	—	—	71
316	Sandfell	—	—	133
317	Thórdarfell	—	—	177
318	Sýrfell	—	—	105
319	Vatnsfell	—	—	54
320	Skálarfell	—	—	83
321	Háleyjarbunga	—	—	44
	Árnessýsla.			
322	Hvalskard bei Selvogur	—	—	444
323	Heidin há	—	—	637
324	Nördlich von Heidin há	-	—	568
325	Gudrúnarbotnar	—	—	302
326	Grænavatnsstædi	—	—	250
327	Selvogsheidi	—	—	182
328	Vindheimar	—	—	60
329	Lambahraun, die Höhe des Lavasturzes bei Vindheimar	—	—	54
330	Krossfjöll	—	—	179
331	Eldborg bei Meitill	—	—	321
332	„ (relative Höhe)	—	—	107
333	Lambafellsgígur	—	—	451
334	„ (relative Höhe)	—	—	46
335	Svínahraun	—	—	250
336	Ólafsskard	—	—	404
337	Ólafsskardsvegur südlich von Sandskeid	—	—	208
338	Lágaskard	—	—	270
339	Plateau unterhalb Skálafell	—	—	438
340	Skálafell bei Ølfus	—	—	574
341	„ „ „	B. G.	T	594
342	Hverahlídar auf Hellisheidi (3)	Th.	A	380
343	Hellisheidi, der neue Weg	—	—	361
344	Hellisheidi, der alte Weg	—	—	388
345	Hellisskard	—	—	370
346	„	H.	—	375
347	Solfataren bei Reykjarfell, die westlichen	Th.	—	312
348	„ „ „ „ östlichen	—	—	318
349	Thurrárhraunsgígur, der südliche	—	—	451
350	„ „ „ (relative Höhe)	—	—	81
351	„ „ nördliche	—	—	69
352	Hellisskardsgígur (relative Höhe)	—	—	47
353	Núpaskard	—	—	217
354	Thurrárskard (2)	—	—	175
355	Höhlen bei Thurrárskard (2)	—	—	84
356	Hurdarás auf Hellisheidi	—	—	321
357	Kolvidarhóll (8)	—	—	262
358	Hengill	B. G.	T	771
359	Paß zwischen Hengladalir und Sleggjubeinsdalir	Th.	A	496
360	Solfataren in Sleggjubeinsdalir	—	—	404
361	Dyravegur	—	—	418
362	Die Hochebene westlich von Dyravegur	—	—	338
363	Kröggólfsstadir in Ølfus (2)	—	—	30
364	Nýihver in Ølfus	—	—	60
365	Reykir in Ølfus	H.	—	49
366	Kögunarhóll	Th.	—	117
367	Ingólfsfjall	O.	T	547
368	Alvidra bei Fähre	Th.	A	29
369	Tannstadir bei Ingólfsfjall	—	—	77
370	Bildsfell (2)	—	—	71
371	Ulfljótsvatn	—	—	98

		Autor	Art der Messung	Höhe in Metern
372	Nesjavellir (2)	Th.	A	172
373	Krater westlich von Nesjavellir	—	—	210
374	Bitra östlich von Hengill	—	—	414
375	Kidjaberg in Grimsnes (2)	—	—	67
376	Kidjabergsklettur	—	—	100
377	Hestfjall, Hesteyru	B. G.	T	319
378	Slauka	Th.	A	50
379	Mosfell in Grimsnes, Gehöft	—	—	101
380	Búrfell in Grimsnes	B. G.	T	555
381	Laugardalur	K.	B	77
382	Laugarvatn	H.	A	70
383	Beitivellir	Th.	—	210
384	Laugarvatnshellir	—	—	227
385	Thingvallavatn [1]	—	—	100
386	„	H.	—	106
387	„	B. G.	T	91
388	Thingvellir	—	—	96
389	„ (2)	Th.	A	104
390	„	H.	—	108
391	„	K.	B	109
392	Heidabær	Th.	A	136
393	Svartagil	—	—	182
394	Ármannsfell	B. G.	T	701
395	Hofmannaflötur (3)	Th.	A	226
396	Sandvatn	—	—	293
397	Tröllháls	—	—	396
398	Uxavatn	—	—	405
399	Hallbjarnarvördur (Sæluhús)	—	—	325
400	„ „	K.	B	321
401	Biskupsbrekka	Th.	A	260
402	Sandgigur	—	—	408
403	Am Fuße des Skjaldbreid gegen SW	—	—	555
404	Skjaldbreid	—	—	1063
405	„	B. G.	T	1050
406	Hlödufell	—	—	1163
407	Hlöduvellir	Th.	A	499
408	Jarlhettur	B. G.	T	1065
409	Bláfell	—	—	1183
410	Hellisskard bei Högnhöfdi	Th.	A	468
411	Högnhöfdi	B. G.	T	984
412	Kálfstindar a	—	—	827
413	„ b	—	—	860
414	Bjarnarfell	—	—	654
415	Valafell bei Uthlidarhraun	Th.	A	405
416	Geysir [2]	K.	B	95
417	„	B.	—	110
418	„	H.	A	117
419	„ (3)	Th.	—	119
420	Austurhlid (3)	—	—	163
421	Haukadalur	K.	B	104
422	Hvitá bei Gröf	H.	A	61
423	Ida bei Hvitá, unterhalb Vördufell	K.	B	44
424	Torfastadir (7)	Th.	A	132
425	Spóastadir	—	—	54
426	Hjálmholt	B. G.	T	66
427	Hróarsholtsklettar	—	—	78
428	Hraungerdi (2)	Th.	A	30
429	Laugardælir (2)	—	—	24
430	Gneistastadaholt	—	—	69
431	Villingaholt	—	—	13
432	Östlich von Villingaholt	H.	—	22
433	Loptsstadir	Th.	—	9
434	Urridafoss (2)	O.	T	60
435	Skeidháholt (6)	Th.	A	81
436	Thjórsá östlich von Vördufell	—	—	62

[1]) V. Lottin 84,6 m.
[2]) V. Lottin 152 m.

		Autor	Art der Messung	Höhe in Metern
437	Sólheimar bei Laxá	K.	B	125
438	Stórinúpur (6)	Th.	A	135
439	Hruni (2)	—	—	147
440	Grafarbakki (2)	—	—	88
441	Tungufell	—	—	148
442	Svínárnes (Zeltplatz) (3)	—	—	377
443	Zeltplatz südlich von Kerlingarfjöll (4)	—	—	569
444	Kerlingarfjöll	B. G.	T	1249
445	Kerlingarskyggni in Kerlingarfjöll	Th.	A	1229
446	Kerlingardalur, südlichster Punkt	—	—	853
447	Hvítuskridur in Kerlingarfjöll	—	—	891
448	Hvítárvatn	—	—	435
449	Fródárdalur, Zeltplatz (4)	—	—	441
450	Hrútavatn	—	—	570
451	Bei Thverbrekkur	—	—	504
452	Gletscherenden im östlichen Hrútafell	—	—	573
453	Das westlichste Thjófafell	—	—	835
454	Hvinverjadalir, Zeltplatz (3)	—	—	621
455	Hveravellir (4)	—	—	658
456	Strýtur	—	—	872
457	Bei Sandá, Zeltplatz	—	—	473
458	Fossárdalur bei Thjórsá, Zeltplatz (7)	—	—	164
459	Raudukambar	—	—	322
460	Skeljafjall	—	—	418
461	Stangarfjall	—	—	457
462	Búrfell	—	—	684
463	Thjórsárholt	H.	—	87
464	Hagaey	B.	B	90
465	Am Fuße des Sandfell	—	—	229
466	Langaalda	—	—	519
467	Gljúfurheidi bei Gljúfurá	—	—	517
468	Unterhalb Dalsá, Wasserfall vor dem Ergießen in den Thjórsá	—	—	496
469	Miklilækur	—	—	490
470	Fjórdungssandur	—	—	640
471	Thjórsá bei Sóleyjarhöfdi	—	—	547
472	Der Rand des Arnarfellsjökull	—	—	552
473	Der Fuß des Arnarfell it mikla	—	—	585
474	Arnarfell it mikla	—	—	942
475	Thjórsás, südliche Quellen	—	—	594
476	Sprengisandur, Wasserscheide	—	—	689
477	Der Fuß des Fjórdungsalda	—	—	849
478	Sprengisandur, höchster Punkt auf dem Wege	H.	A	879
479	„ 1½ stündiger Ritt von Kidagil	—	—	728
480	Kidagil	—	—	565
	Vestmanneyjar.			
481	Heimaklettur	O.	T	287
482	Helgafell [1]	H. Mohn	B	240
	Rangárvallasýsla.			
483	Kálfholt	Th.	A	71
484	Hollt bei Kálfholt	—	—	90
485	Rangá bei Aigisida	—	—	11
486	Árbær	—	—	66
487	Sumarlidabær in Hollt	—	—	75
488	Hvammur auf Land (4)	—	—	120
489	Skardsfjall	—	—	347
490	Tal im Skardsfjall	—	—	210
491	Kambsheidi	—	—	167
492	Stóruvellir	H.	—	118
493	Austvadsholt	Th.	—	106
494	Ønundarstadir in Landeyjar	B. G.	T	37
495	Oddi	H.	A	31
496	Stórólfshvoll	Th.	—	58
497	Bjalli bei Stórólfshvoll	—	—	113

[1]) Den Norske Nordhavs-Expedition 1876—78, Bd. I.

		Autor	Art der Messung	Höhe in Metern
498	Kirkjubær (4)	Th.	A	80
499	Keldur (2)	—	—	100
500	Raudnefsstadir (3)	—	—	239
501	Rangárbotnar eystri	—	—	616
502	Blesamýri (4)	—	—	535
503	Hrafntinnuhraun	—	—	740
504	Ljósutungur, warme Quellen bei Torfajökull	—	—	785
505	Barkarstadir in Fljótshlid (4)	—	—	134
506	Markarfljótsaurar bei Barkarstadir	—	—	123
507	Hámýrarfjall	—	—	529
508	Thribyrningur	O.	T	812
509	Tindfjallajökull	—	—	1580
510	Seljalandsmúli	—	—	518
511	Unterhalb Seljalandsfoss	Th.	A	44
512	Steinafjall	Sch.	T	821
513	Paradísarhellir	H.	A	57
514	Skógar	—	—	31
515	Unterhalb Skógafoss	—	—	23
516	Háls bei Eystri-Skógar	—	—	176
517	Eyjafjallajökull	Sch. u. O.	T	1705
518	Galtalækur westlich von Hekla (4)	Th.	A	142
519	Selsund	K.	B	155
520	Selsundsfjall	—	—	464
521	Háls unterhalb Bjólfell	—	—	114
522	Bjólfell	—	—	451
523	Gebirgskette nordöstlich von Næfurholt	—	—	482
524	Hekla	O.	T	1557
525	„	B. G.	—	1489
526	„	K.	B	1422
527	„	Th.	A	1466
528	Hekla-Basis bei Eystri-Raudöldur	K.	B	669
529	Hekluhálsar, Hekla-Ausläufer nach NO	Th.	A	936
530	Lavastrom des Hekla von 1845, unterstes Ende	H.	—	106
531	„ von 1878, niedrigster Punkt	—	—	468
532	„ „ „ nördlichstes Ende	Th.	—	486
533	„ „ „ bei Krakatindur	—	—	729
534	Rangárbotnar vestri (2)	—	—	200
535	Sölvahraun	—	—	256
536	Lodmundur (2)	—	—	1097
537	Landmannahellir, Zeltplatz (4)	—	—	610
538	Raudfoss	—	—	668
539	Dómadalur	—	—	581
540	Frostastadavatn	—	—	610
541	Sudurnámsgígur	—	—	748
542	Laugar (4)	—	—	611
543	Laugahraun	—	—	647
544	Solfataren bei Laugahraun	—	—	725
545	Stóri-Kýlingur	—	—	601
546	Tungná, Furt bei Námskvísl	—	—	569
547	„ „ „ Thóristungur	H.	—	460
548	Tjaldvatn bei Fiskivötn (8)	Th.	—	588
549	Skygnisalda bei Vatnakvísl	—	—	847
550	Höhen nordwestlich von Fossvötn	—	—	710
551	Thórisvatn	—	—	591
552	Thórisnes	—	—	780
553	Berge am Thórisvatn, nördlicher Arm	—	—	759
554	Berge nördlich vom Thórisvatn	—	—	773
555	Vördufell, Tungnárhálsar bei Stórisjór	—	—	766
556	Tungnárbotnar, Zeltplatz (3)	—	—	672
557	Berge südlich von Tungnárbotnar	—	—	884
558	Bergspitze bei der Mitte des Langisjór (2)	—	—	1024
559	Fossá, Zeltplatz (2)	—	—	602
560	Oase südlich von Grafningar	—	—	660
	Vestur-Skaptafellssýsla.			
561	Loptsalahellir	H.	—	30
562	Dyrhólaey	Sch.	T	123
563	Reynisfjall	—	—	240

		Autor	Art der Messung	Höhe in Metern
564	Gæsatindur	Th.	A	734
565	Steigarháls	—	—	121
566	Arnarstakksheidi, der südliche Weg	—	—	132
567	Reynisháls	H.	—	197
568	Vík	Th.	—	22
569	Kerlingardalur, Mündung	H.	—	19
570	Höfdabrekka	—	—	128
571	„ (4)	Th.	—	153
572	Háfell bei Höfdabrekka	H.	—	292
573	„ „ „	Th.	—	293
574	Hafursey	—	—	587
575	Klofgil in Hafursey, Zeltplatz (7)	—	—	115
576	Hjörleifshöfdi	Sch.	T	232
577	Mýrdalssandur unterhalb Höfdabrekka	H.	A	38
578	„ bei Hafursey	—	—	104
579	„ unterhalb Klofgil	Th.	—	110
580	Kötlujökull, der unterste Rand des Gletschers	—	—	205
581	Mýrdalsjökull [1])	Watts	—	1752
582	Mýrar in Alptaver	Th.	—	32
583	Kúdafljót bei der Mündung des Skálm	—	—	17
584	Langholt	Sch.	T	23
585	Steinsmýri	Th.	A	12
586	Prestsbakki (5)	—	—	35
587	Hörgsdalur	—	—	61
588	„	H.	—	69
589	Hrífunes bei Hólmsá in Skaptartunga	Th.	—	70
590	Hemra „ „ (4)	—	—	73
591	Stakkur „ „	—	—	290
592	Borgarfell „ „ (2)	—	—	215
593	Búland „ „	—	—	138
594	„ „ „	H.	—	139
595	Skaptá bei Búland	—	—	135
596	Höchster Punkt auf dem Wege zwischen Skaptárdalur und Búland	—	—	307
597	Svartinúpur	Th.	—	273
598	Ljótastadaheidi	—	—	480
599	Tjaldgil bei Hólmsá (2)	—	—	418
600	Eldgjá, Ebene bei Hólmsá	—	—	500
601	„ bei Nyrdri-Ófæra	—	—	450
602	Svartafell	—	—	750
603	Hitalaug bei Torfajökull (3)	—	—	630
604	Laugahnúkur bei Hitalaug	—	—	956
605	Jökuldalir bei Torfajökull	—	—	595
606	Búlandsheidi bei Bláfjöll	—	—	514
607	Sydri-Ófæra, Zeltplatz (3)	—	—	325
608	Álptavatn	—	—	464
609	Hvannabotnar auf der Westseite des Skaptá (5)	—	—	434
610	Gjátindur	—	—	927
611	Skælingar bei Innri-Hvanná	—	—	718
612	Rótagil	—	—	597
613	Langisjór	—	—	670
614	Bergspitze südlich von Langisjór	—	—	788
615	Grænufjöll	—	—	c. 900
616	Sveinstindur in Fögrufjöll	—	—	c. 1000
617	Hollt auf Síða (11)	—	—	172
618	Holltsborg	—	—	262
619	Holltslón	H.	—	79
620	Geirlandsvatn	—	—	205
621	Eintúnaháls	—	—	221
622	„	Th.	—	227
623	Skálarfjall	Sch.	T	420
624	Hervararstadir	Th.	A	228
625	Bei Kanafjöll südlich, von Leidólfsfell	—	—	362
626	Nördlich von Leidólfsfell Lava	—	—	377
627	Sæmundarsker, Landbrotsafréttur	—	—	430
628	Skaptá, Landbrotsafréttur, Zeltplatz	—	—	285

[1]) W. L. Watts, Snioland or Iceland. London 1875.

		Autor	Art der Messung	Höhe in Metern
629	Hnúta	Th.	A	570
630	Ulfarsdalur, Zeltplatz (5)	—	—	481
631	Ulfarsdalssker, südlichster Punkt	—	—	580
632	Lambafellsvatn	—	—	591
633	Vikravatn	—	—	591
634	Höhen östlich von Vikravatn	—	—	728
635	Die Lavaebene nördlich von Ulfarsdalssker	—	—	482
636	„ „ südlich von Tröllhamar	—	—	596
637	Skaptárbotnar	—	—	635
638	Laki	—	—	853
639	Kraterreihe des Laki, südwestliches Ende	—	—	500
640	„ „ „ nordöstliches „	—	—	650
641	„ „ „ höchste Krater südlich des Laki	H.	—	689
642	„ „ „ „ „ nördlich „ „ [1])	—	—	714
643	Hverfisfljótsbotnar	Th.	—	655
644	Brunavötn	—	—	581
645	Vatnajökull, niedrigster Rand südlich der Quellen von Hverfisfljóts	—	—	620
646	Bugar, östlich von Blængur, Zeltplatz	—	—	576
647	Lauffellsmýrar, Zeltplatz	—	—	517
648	Kaldbakur	Sch.	T	715
649	Kirkjubæjarheidi	—	—	163
650	Seljaland in Fljótshverfi (4)	Th.	A	89
651	Núpsstadur (4)	—	—	88
652	„	H.	—	68
653	Nördlich von Brattháls	Th.	—	547
654	Raudhólar	—	—	651
655	Raudabergsheidi	—	—	236
656	Hrafnároddar	—	—	465
657	Álpdadalur	—	—	518
658	Talrand westlich von Núpsstadaskógur	—	—	470
659	Björn, südlichster Punkt	H.	—	989
660	„ nördlicher	Th.	—	1035
661	Hvirfilsdalsöxl	H.	—	818
662	Lómagnúpur	Sch.	T	770
	Austur-Skaptafellssýsla.			
663	Skeidarárjökull, niedrigster Punkt	H.	A	61
664	Warme Quellen bei Jökulfell	Th.	—	256
665	Skaptafell (Hædir) (3)	—	—	207
666	Bergrücken hinter Skaptafell	—	—	287
667	Bölti, Skaptafell	—	—	161
668	Svínafell	H.	—	98
669	„	Th.	—	89
670	Sandfell (6)	—	—	95
671	„	H.	—	92
672	Hof in Øræfi	Th.	—	39
673	Fagurhólsmýri	—	—	29
674	Blesaklettur	—	—	22
675	Hnappavellir (2)	—	—	53
676	„	H.	—	59
677	Øræfajökull (Hvannadalshnúkur) [2])	Sch.	T	1958
678	Breidamerkurjökull, niedrigstes Ende östlich von Jökulsá (1881)	H.	A	11
679	„ „ „ „ „ „ (1894)	Th.	N [3])	9
680	Fellssell	Sch.	T	6
681	Hofsfjall in Øræfum	—	—	751
682	Stórhöfdi „ „	—	—	1415
783	Stadarfjall „ „	—	—	1187
684	Reynivellir (4)	Th.	A	26
685	„	H.	—	44
686	Raudaberg auf Mýrar	Th.	—	37
687	Kálfafellsdalur, Gletscherende	—	—	120

[1]) Viele Messungen der einzelnen Krater finden sich in A. Hellands Schrift: Lakis Kratere og Lavaströmme, Kristiania 1886, S. 26f.

[2]) Nach Sveinn Pálsson hat Hnappur, die südliche Spitze des Øræfajökull, eine Höhe von 1901 m. Nach der Messung des dänischen Generalstabes 1904 hat Hvannadalshnúkur eine Höhe von 2119 m, Hnappur eine Höhe von 1851 m.

[3]) Nivelliert.

		Autor	Art der Messung	Höhe in Metern
688	Thverártindsegg	Sch.	T	1151
689	Hestgerdishnúkur	—	—	371
690	Birnudalstindur	—	—	1349
691	Bakkatindur	—	—	1041
692	Hoffell in Hornafjördur	Th.	A	39
693	Bjarnanes	—	—	21
694	„	H.	—	16
695	Almannaskard	—	—	147
696	„	Th.	—	168
697	Endalausidalur, Mündung	—	—	45
698	Klifatindur	Sch.	T	878
699	Krossanesfjall	—	—	712
700	Afréttartindur	—	—	1205
701	Stafafell in Lón (4)	Th.	A	46
702	Smidjunes bei Jökulsá	—	—	50
703	Unterhalb Kjarrdalsheidi	—	—	111
704	Kjarrdalsheidi	—	—	665
705	Oberhalb Illikambur	—	—	636
706	Nordlingavad in Jökulsá	—	—	205
707	Kollumúli	—	—	721
708	Vididalur (4)	—	—	439
709	Múlaheidi hinter Vididal	—	—	600
710	Kelduárvatn	—	—	854
711	Vatnadæld	—	—	840
712	Markalda	—	—	961
713	Eyjabakkar, Zeltplatz (2)	—	—	672
714	Bei Thjófahnúkar, Zeltplatz (2)	—	—	694
715	Litla Snæfell	—	—	1133
716	Snæfell	Sch.	T	1822
717	Zeltplatz bei Laugafell	Th.	A	625
718	Warme Quelle bei Laugafell	—	—	498
	Sudur-Múlasýsla.			
719	Lónsheidi	H.	A	386
720	„	Th.	—	385
721	Starmýri	H.	—	23
722	Hof in Alptafjördur (2)	Th.	—	22
723	Búlandstindur	Sch.	T	1063
724	Bóndavardi	—	—	41
725	Papey	—	—	53
726	Eiriksstadir in Fossárdal	Th.	A	76
727	Øxi	—	—	524
728	Kistufell	Sch.	T	1098
729	Berufjardarskard	H.	A	669
730	Breiddalsheidi	—	—	462
731	Tjörn auf Breiddalsheidi	—	—	420
732	Unterhalb Breiddalsheidi in Skriddal, Zeltplatz (2)	Th.	—	230
733	Höskuldsstadir in Breiddal	H.	—	110
734	Timburgatnatindur	Sch.	T	847
735	Stefánsstadavatn in Skriddal	H.	A	154
736	„ „ „	Th.	—	162
737	Mýrar in Skriddal	—	—	183
738	Borgir „ „	—	—	173
739	Reidarfjall	Sch.	T	594
740	Lambafell	—	—	1085
741	Reidarfjall, Fáskrúdsfjord, nördliche Seite	Fr. K.[1]	—	558
742	Spararfjall	—	—	698
743	Há-Kerling	—	—	597
744	Ørnólfsfjall	—	—	924
745	Bóndafell	—	—	954
746	Lambafell	—	—	1333
747	Hoffell	—	—	1080
748	Grænanýpa, Fáskrúdsfjord, südliche Seite	—	—	321
749	Stedjafjall	—	—	694
750	Lambafell	—	—	932

[1]) Plan de Faskrud Fiord. E. Pottier 1856, Ed. 1858, Nr. 1756.

		Autor	Art der Messung	Höhe in Metern
751	Eyrartindur	Fr. K.	T	894
752	Sandfell	—	—	773
753	Karlfell	—	—	680
754	Hádegistindur	—	—	820
755	Háöxl	—	—	1065
756	Silfurbergsnáma bei Helgustadir	H.	A	105
757	Gagnheidarhnúkur bei Mjóifjördur	Sch.	T	944
758	Thingmúli in Skriddal	H.	A	118
759	Hallormstadir	—	—	58
760	„ (2)	Th.	—	77
761	Vallanes	—	—	54
762	Ketilsstadir	H.	—	49
763	Egilsstadir (10)	Th.	—	61
764	Eydar (3)	—	—	62
765	Hoflaugartindur bei Nordfjord	Sch.	T	921
	Nordur-Múlasýsla.			
766	Lagarfljót (2)	Th.	A	30
767	„	H.	—	26
768	Fjardarheidi, Sommerweg	—	—	609
769	„ „	Th.	—	586
770	„ Winterweg	H.	—	625
771	Bjólfur bei Seydisfjórd	—	—	1005
772	Vestdalsheidi (2)	Th.	—	580
773	Bei Brattabrekka auf Vestdalsheidi	—	—	196
774	„ Thverárbrekkur „ „	—	—	337
775	Gilsárdalur, zu oberst	—	—	493
776	Hjálmardalsheidi	—	—	629
777	Bárdarstadir in Lodmundarfjord	—	—	76
778	Hraundalur „ „	—	—	178
779	Húsavíkurháls	—	—	436
780	Álptavíkurtindur	—	—	410
781	Álptavíkureggjar	—	—	390
782	Húsavíkurheidi	—	—	448
783	Beinageitarfjall	Sch.	T	1103
784	Dyrfjöll	—	—	1131
785	Desjamýri (2)	Th.	A	40
786	Gagnheidi bei Breidavík	—	—	497
787	Kjólsvikurstafn	—	—	220
788	Sydra Varp bei Kjólsvík	—	—	408
789	Brúnavíkurháls	—	—	360
790	Njardvíkurskridur	—	—	27
791	Urdardalur in Njardvík	—	—	153
792	Gönguskörd in Ósfjöll	—	—	416
793	Hjaltastadir	—	—	46
794	Skriduklaustur (2)	—	—	44
795	Kleif in Fljótsdal	—	—	126
796	Fljótsdalsheidi	H.	—	665
797	Hákonarstadir auf Jökuldal	—	—	310
798	Jökulsá á Brú bei Hákonarstadir	—	—	263
799	Vidihóll auf Jökuldalsheidi	—	—	533
800	Jökuldalsheidi, höchster Punkt zwischen Hákonarstadir und Lón	—	—	613
801	Mödrudalsvegur, höchster Punkt	—	—	805
802	See beim Gehöft Lón	—	—	531
803	Mödrudalur	—	—	469
804	Vegaskard	—	—	485
805	Vididalur	—	—	462
806	Smjörfjall	F.	T	1211
807	Díafjall	—	—	713
808	Hof in Vopnafjord	Th.	A	17
809	Hraunfellsdalur	—	—	156
810	Háls zwischen Teigur und Vesturárdalur	—	—	383
811	Sandvíkurheidi	—	—	276
812	Háls zwischen Finnafjördur und Midfjördur	—	—	84
813	Haukstadir im Vopnafjord (2)	—	—	195
814	Selsárvellir	—	—	391
815	Hágangur nyrdri	Sch.	T	924
816	Gunnólfsvíkurfjall	F.	—	720

		Autor	Art der Messung	Höhe in Metern
	Nordur-Thingeyjarsýsla.			
817	Gunnólfsvíkurheidi	Th.	A	202
818	Háls zwischen Álptabotnar und Thverárdalur, Langanes	—	—	322
819	Heidi, Langanes	—	—	44
820	Heidarfjall	—	—	187
821	Heidarskard	—	—	95
822	Eydisskard	—	—	50
823	Skálabjarg	—	—	138
824	Skálar	—	—	22
825	Vatnadalur zwischen Skoruvík und Skálar	—	—	49
826	Skoruvíkurbjarg	—	—	87
827	Dimmifjallgardsvegur, am äußersten Osten	—	—	403
828	Tjörn bei Hrútafjöll	—	—	520
829	Vegatorfa bei Haugsvegur	—	—	508
830	Haugsvegur	—	—	742
831	Vidirhóll á Fjöllum (4)	—	—	415
832	Bæjarfjallgardur bei Vidirhóll	—	—	577
833	Hólsmynni	—	—	453
834	Foss in Búrfellsheidi (2)	—	—	321
835	Östlich von Hvannstadafjöll	—	—	337
836	Hvannstadafjöll, oberste Rücken	—	—	542
837	Svalbardshnúkur	F.	T	703
838	Óttarshnúkur	—	—	457
839	Tal oberhalb Sveinungavík	Th.	A	111
840	Bergrücken bei Ormalón	—	—	131
841	Axarfjardarheidi, Kerlingarhryggur (2)	—	—	289
842	Kvíar bei Raudhóll	—	—	235
843	Raudhóll	—	—	303
844	Raudinúpur auf Slétta	—	—	76
845	Snartastadanúpur	F.	T	283
846	Sandfell	—	—	521
847	„ (2)	Th.	A	538
848	Sandfellshagi (5)	—	—	64
849	Thverárhorn	Sch.	T	538
850	Tungufjall	—	—	533
851	Tungudalur, Zeltplatz	Th.	A	161
852	Dalfjall	—	—	338
853	Hólasandur westlich von Borgir	—	—	230
854	Biskupsháls östlich von Grimsstadir	H.	—	519
855	Grimsstadir	—	—	432
856	„	Sch.	T	425
857	Jökulsá á Fjöllum, Fähre bei Grimsstadir	—	—	397
858	„ „ „ „ „ „	H.	A	374
859	Hlidarhagi bei Eilifur (3)	Th.	—	358
860	Dettifoss	—	—	304
861	Svínadalur (2)	—	—	200
862	Ás in Kelduhverfi	—	—	63
863	Áyrgi „ „	—	-	32
864	Ásbyrgi, der kleine See	—	—	54
	Sudur-Thingeyjarsýsla.			
865	Bildsárskard	—	—	641
866	Vadlaheidi, Járnhryggur (2)	—	—	709
867	Kaldbakur	Sch.	T	1161
868	Uxaskard bei Látrar	Th.	A	518
869	Blæjukambur in Thorgeirsfjord	—	—	279
870	Knjáfjall bei Katlar in Thorgeirsfjord	—	—	346
871	Thorgeirsháls bei Thönglabakki	—	—	110
872	Leirdalsheidi (2)	—	—	321
873	Flateyjardalsheidi	—	—	202
874	Gardur im Fnjóskadal (2)	—	—	152
875	Thordarstadir im Fnjóskadal (2)	—	—	191
876	Reykir im Fnjóskadal	—	—	223
877	Fornastadafjall	F.	T	899
878	Háfafell	—	—	915
879	Sigridarstadir in Ljósavatnsskard (5)	Th.	A	144
880	Ljósavatn, See	—	—	107

		Autor	Art der Messung	Höhe in Metern
881	Ljósavatn, Gehöft (2)	Th.	A	131
882	Fnjóská bei der Fähre	—	—	110
883	„ Furt	—	—	122
884	Fljótsbakki	—	—	49
885	Fljótsheidi (2)	—	—	294
886	Stóruvellir im Bárdardal	H.	—	221
887	Skjálfandafljót bei Stóruvellir	—	—	213
888	Halldórsstadir im Bárdardal (7)	Th.	—	230
889	Vallnafjall bei Halldórsstadir	—	—	760
890	Lundabrekka	—	—	223
891	Mýri	—	—	286
892	„	H.	—	301
893	Ishólsvatn	Th.	—	368
894	Vestmannsvatn im Adalreykjadal	—	—	24
895	Uxahver	—	—	138
896	Búrfell auf Tjörnes	F.	T	759
897	Tjörn auf Reykjaheidi	Th.	A	291
898	Küstenfelsen bei Hringver	—	—	43
899	Tunguheidi auf Tjörnes (Biskupsás)	—	—	508
900	Theistareykir (4)	—	—	336
901	Bæjarfell bei Theistareykir	—	—	552
902	Hraun bei Bóndhóll	—	—	437
903	Theistareykjabunga	—	—	563
904	Unterhalb Theistareykjabunga	—	—	517
905	Hraun östlich von Ketilfjall	—	—	457
906	Gæsadalsfjöll	F.	T	881
907	Thverárheidi	Th.	A	308
908	Mývatnsheidi	—	—	419
909	Kálfborgarárvatn	—	—	384
910	Engidalur zwischen Gautlönd und Bárdardalur	—	—	369
911	Gautlönd (5)	—	—	279
912	„	H.	—	301
913	Sellandafjall (2)	Th.	—	1002
914	Unterhalb Sellandafjall	—	—	387
915	Krákárbakki	—	—	363
916	Kráká westlich von Sellandafjall	J.	—	389
917	Vindbelgjarfjall bei Mývatn (4)	Th.	—	540
918	„ „ „	H.	—	529
919	Reykjahlíd (35)	Th.	—	292
920	„	J.	—	293
921	„	H.	—	302
922	Mývatn (6)	Th.	—	290
923	„	J.	—	290
924	„	H.	—	300
925	Mikley in Mývatn	—	—	320
926	Geitey „ „	J.	—	314
927	Threngslaborgir östlich von Gardur bei Mývatn	H.	—	400
928	Hlidarfjall	Sch.	T	754
929	„	J.	A	775
930	„	Th.	—	790
931	Hochland südlich von Hlidarfjall	J.	—	442
932	Námufjall	—	—	492
933	„	H.	—	499
934	Námuskard	Th.	—	440
935	„	J.	—	439
936	Ebene östlich von Námuskard	—	—	365
937	Schlammvulkane bei Námafjall	H.	—	281
938	Bjarnarflag	J.	—	376
939	Solfataren bei Bjarnarflag	—	—	331
940	Hverfjall	Th.	—	482
941	„	H.	—	454
942	Dalfjall	J.	—	551
943	Ebene östlich von Dalfjall	—	—	403
944	Thrihyrningur	—	—	613
945	Leirhnúkur	—	—	606
946	Krater westlich von Leirhnúkur	—	—	566
947	Ein anderer Krater in derselben Reihe	H.	—	586
948	Fuß desselben Kraters	—	—	560

		Autor	Art der Messung	Höhe in Metern
949	Ebene nordöstlich von Leirhnúkur	J.	A	537
950	Helvíti (Víti)	—	—	558
951	„ „	H.	—	563
952	Hügel am nördlichen Rande des Helvíti	J.	—	611
953	Südliche Kraterwand des Helvíti	—	—	572
954	Krafla	—	—	828
955	„	H.	—	826
956	Hrafntinnuhryggur	J.	—	605
957	Skardssel bei Krafla	Th.	—	400
958	Bláfjall südlich von Mývatn (2)	—	—	1225
959	Heilagsdalur	—	—	665
960	„	J.	—	665
961	„	H.	—	643
962	Ketill in Fremrinámur	Th.	—	950
963	„ „ „	J.	—	959
964	„ „ „	H.	—	966
965	Kraterboden im Ketill	—	—	882
966	„ „ „	J.	—	869
967	Nördlich unweit des Ketill	—	—	884
968	Svartárvatn	—	—	409
969	Brúsatjörn in der Nähe von Svartárvatn	Th.	—	402
970	Botnavatn bei Sudurá	J.	—	444
971	Sudurárbotnar efri	Th.	—	474
972	Sandá, Mündung	—	—	401
973	Yxnadalur, Zeltplatz mitten im Tal	—	—	488
974	„ südlichstes Talende	—	—	661
975	Hrauná oberhalb des Abfalls	—	—	721
976	Hitalaug	—	—	672
977	Marteinsflæda	—	—	744
978	Gæsavötn	—	—	929
979	Gæsahnúkur	—	—	1126
980	Dyngjuháls	—	—	1227
981	Östlichster Rand des Dyngjuháls	—	—	1119
982	Kistufell am Fuße dieses Berges, gegen Westen	—	—	989
983	Östlich des Urdarháls	—	—	844
984	Dyngjujökull, nördlichster Rand (3)	—	—	765
985	Dyngjuvatn	—	—	698
986	Trölladyngja	—	—	1491
987	Am nördlichen Fuße des Trölladyngja	—	—	909
988	Jökulsá, Furt bei Kverkhnúkarani (2)	—	—	734
989	Hvannalindir (12)	—	—	656
990	Kreppuhryggur	—	—	817
991	Mt. Paul auf Vatnajökull [1])	Watts	—	1341
992	Vatna Jokul Housie	—	—	1829
993	Svartá, Quelle bei Vadalda	Th.	—	674
994	Dyngjufjöll nördlich von Askja	J.	—	1412
995	Jónsskard in Dyngjufjöll	—	—	1303
996	Untere Terrasse des Dyngjufjöll bei Jónsskard	Th.	—	804
997	Lavaebene unterhalb Jónsskard	—	—	563
998	„ „ „	J.	—	573
999	Odádahraun in der Mitte zwischen Dyngjufjöll und Sudurárbotnar	—	—	533
1000	Grund des Askja östlich von Jónsskard	—	—	1192
1001	Öffnung des Askja gegen Osten	Th.	—	1029
1002	Westlich von dieser	J.	—	1098
1003	Askja, der Bimssteinkrater	—	—	1148
1004	Grund des Askja östlich vom Bimssteinkrater	Th.	—	1105
1005	Grund der Einsenkung des Askja	J.	—	1136
1006	Südliche Krater des Askja	—	—	1042
1007	See in der Einsenkung des Askja 1876	—	—	905
1008	„ „ „ „ „ „ 1884	Th.	—	987
1009	Øskjuháls nördlich von der Öffnung des Askja	—	—	935
1010	Herdubreid	F. u. Sch.	T	1660
1011	Herdubreidar-Tögl	Th.	A	1077
1012	Herdubreidarlindir (22)	—	—	471
1013	Vikrafell, Ebene nördlich unweit dieses Gebirges	—	—	703

[1]) W. L. Watts: Across the Vatna Jökull. London 1876.

		Autor	Art der Messung	Höhe in Metern
1014	Herdubreidarfjöll, nördlichste Spitze	Th.	A	858
1015	Kollótta Dyngja	—	—	1209
1016	Hrútsrandir bei Kollótta Dyngja	—	—	653
1017	Ferjufjall bei Jökulsá (2)	—	—	554
1018	Fjallagjá südlich von Hrossaborg (3)	—	—	383
1019	Lava von 1875, östlich von Ketill	—	—	560
1020	Sveinagjá, die südlichen Krater, April 1875	J.	—	476
1021	„ Ebene westlich vom Lavastrom	—	—	442
1022	„ die mittelsten Krater, Februar 1875	H.	—	431
1023	„ Ebene westlich von denselben	J.	—	404
1024	„ die nördlichsten Krater, März 1875	—	—	423
1025	„ Lava von 1875, bei dem alten Reitweg	H.	—	368
1026	„ Ebene nördlich dicht am Wege	J.	—	392
1027	„ nördlichstes Ende der Lava	Th.	—	374
	Eyjafjardarsýsla.			
1028	Midgardur in Grimsey	—	—	32
1029	Handfestarhóll in Grimsey	—	—	108
1030	Kvíabekkur in Ólafsfjord	—	—	44
1031	Reykir in Ólafsfjord	—	—	157
1032	Lágheidi	—	—	360
1033	Ólafsfjardarfjall	Sch.	T	1027
1034	Reykjaheidi (2)	Th.	A	886
1035	Heljarfjall	Sch.	T	1252
1036	Hvarf in Svarfadardal	Th.	A	60
1037	Nikratjörn	—	—	684
1038	Rimar	F.	T	1261
1039	Oxnadalsheidi	Th.	A	405
1040	Bakkasel	—	—	350
1041	Hraun	—	—	156
1042	Hraunsvatn	—	—	454
1043	Moldhaugnaháls	—	—	128
1044	Stórihnúkur	Sch.	T	909
1045	Strýta, Vindheimajökull	—	—	1447
1046	Kista, „	—	—	1466
1047	Nyrdri-Súlur	—	—	1135
1048	Sydri-Súlur (Kerling)	—	—	1349
1049	Thveráreyrar	—	—	8
1050	Hólar in Eyjafjord	Th.	A	90
1051	Tjarnir „ „	—	—	223
1052	Hákarlstorfa bei Vatnahjallavegur	—	—	265
1053	Eyjafjardarbrúnir	—	—	853
1054	Vatnahjalli, Beinakerling	—	—	976
1055	Ullarvötn	—	—	882
1056	Geldingsá	—	—	667
1057	Laugalækur, Zeltplatz (4)	—	—	722
1058	Eystri Pollar (2)	—	—	704
1059	Laugaalda	—	—	937
1060	Laugahnúkur	—	—	1028
1061	Rand des Hofsjökul südlich von Laugahnúkur	—	—	930
1062	Jökulsá Eystri, Furt	—	—	673
	Skagafjardarsýsla.			
1063	Orravatnarústir, Zeltplatz (6)	—	—	729
1064	Reydarvatn	—	—	714
1065	Hædir westlich von Jökulsá Eystri	—	—	737
1066	Skyggnishóll südlich von Orravötn	—	—	825
1067	Ásbjarnarfell	—	—	1058
1068	Gletscherende östlich von Ásbjarnarfell	—	—	962
1069	Lambahraun, nördliches Ende östlich von Ásbjarnarfell	—	—	855
1070	Jökulsá Vestri, Furt	—	—	713
1071	Öldur westlich von Jökulsá Vestri	—	—	720
1072	„ „ „ „ „	—	—	770
1073	Svartá, Zeltplatz (2)	—	—	574
1074	Svartárbugar	—	—	568
1075	Litli-Sandur	—	—	731
1076	Háls westlich von Hjeradsvötn, südlich von Gilhagi	—	—	724

		Autor	Art der Messung	Höhe in Metern
1077	Gilhagi (4)	Th.	A	227
1078	Mælifell	—	—	117
1079	Mælifellshnúkur	Sch.	T	1091
1080	Silfrastadir (5)	Th.	A	138
1081	Stallur bei Silfrastadir	—	—	250
1082	Kotá	—	—	275
1083	Ytri-Kot	—	—	228
1084	Fremri-Kot	—	—	250
1085	Miklibær	—	—	66
1086	Skídastadalaug	—	—	81
1087	Vidimýri (2)	—	—	92
1088	Reykjahóll, die obersten warmen Quellen	—	—	67
1089	„ die untersten „ „	—	—	34
1090	Hinter Reykjahóll	—	—	56
1091	Hólar in Hjaltadal (3)	—	—	173
1092	Gil in Fljótum, warme Quellen	—	—	96
1093	Reykjahólslaug in Fljót	—	—	182
1094	Hvammsfell	Sch.	T	1188
1095	Barnadalsfjall	—	—	745
1096	Illvidrahnúkur	—	—	1091
1097	Málmey in Skagafjord	—	—	116
1098	Tindastóll	—	—	764
1099	Tindastóll, Eilifsfjall	K.	B	1058
1100	Fagranes	—	—	31
1101	Kvennastadir (?) bei Tröllabotna	—	—	204
1102	Skard bei Móbergssel	—	—	328
1103	Skard in Hallardalur zwischen Ranafell und Sandfell	—	—	225
1104	Skídastadir in Laxárdal	—	—	89
1105	Hvammur in Laxárdal	Th.	A	60
1106	Der Weg von Saudárkrókur nach Laxárdal	—	—	166
1107	Sólheimahnúkur	Sch.	T	926
1108	Grasárdalshnúkur	—	—	1254
	Húnavatnssýsla.			
1109	Digrimúli bei Hafnir auf Skagi	Th.	A	99
1110	Hafnir	—	—	22
1111	Hollt, südlich von Hafnir	—	—	87
1112	Spákonufellsborg	Sch.	T	645
1113	Höfdinn bei Skagaströnd	—	—	39
1114	Ytriey	K.	B	8
1115	Breidavad auf Blanda	Th.	A	65
1116	Geitaskard (4)	—	—	84
1117	Skardsskard bei Geitaskard	—	—	413
1118	Laxárdalur bei Skardsskard	—	—	221
1119	Refsstadir in Laxárdal	—	—	207
1120	Mörk „ „	—	—	337
1121	Mjóidalur „ „	—	—	309
1122	Thverárdalur (2)	—	—	270
1123	Gudlaugsstadir in Blöndudal	—	—	176
1124	Svínavatn (2)	—	—	135
1125	Audkúla (2)	—	—	221
1126	Axlir	—	—	603
1127	Borgir	—	—	614
1128	Mardarnúpssel	—	—	395
1129	Grimstungur	K.	B	126
1130	Grimstungnaheidi bei Sandfell	—	—	533
1131	Kornsá in Vatnsdal	Th.	A	47
1132	Hvammur „	—	—	61
1133	Bei Vatnsdalshólar	—	—	50
1134	Hnausar	—	—	38
1135	Reykjanybba	Sch.	T	777
1136	Beykir á Reykjabraut (2)	Th.	A	188
1137	Lækjamót (2)	—	—	71
1138	Vídidalshúnga (2)	—	—	97
1139	Stóraborg (2)	—	—	74
1140	Borgarvirki	—	—	217
1141	Breidibólsstadur in Vesturhóp	—	—	133
1142	Klömbrur (2)	—	—	98

		Autor	Art der Messung	[illegible]
1143	Kárastadir á Vatnsnesi	Th.	A	[illegible]
1144	Brandafell á Vatnsnesi	F.	T	[illegible]
1145	Midfjardarháls	Th.	A	[illegible]
1146	Stadarbakki	—	—	[illegible]
1147	Heggstadaheidi	—	—	[illegible]
1148	Hrútafjardarháls (3)	—	—	[illegible]
• 1149	"	K.	B	[illegible]
1150	Thoroddstadir in Hrútafjördur	Th.	A	[illegible]

Einige Höhen im südlichen Island,

trigonometrisch bestimmt vom dänischen Generalstab im Sommer 1902.

(Geogr. Tidskr. Bd. XVII, S. 5—10.)

		Höhe in Metern
1	Medalfjall in Nesjum	119,4
2	Vidbordsfjall bei Hornafjord	536,9
3	Bakkatindur (Nr. 691)	1056,9
4	Skógey in Hornafjardarfljót	8,4
5	Hestgerdishnúkur in Sudursveit (Nr. 689)	380,7
6	Skálafellshnúta	594,3
7	Midfellsegg	1128,2
8	Hrollaugseyjar	13,0
9	Tvísker	14,3
10	Fosstorfutindur in Sudursveit	789,7
11	Thverártindsegg (Nr. 688)	1113,0
12	Breidamerkurmúli	774,0
13	Stadarfjall in Öræfum (Nr. 683)	941,0
14	Ingólfshöfdi	75,7
15	Hofsfjall (Nr. 681)	744,3
16	Hardaskrida auf Skeidarársandur	129,3
17	Markós (trigonom. Station)	27,2
18	Lómagnúpur (Nr. 662)	769,0
19	Kaldabakur (Nr. 648)	713,5
20	Kistufell bei Sida	420,0
21	Kirkjubæjarheidi (Nr. 649)	158,1
22	Fossnúpur bei Sida	294,7
23	Keilir auf Reykjanes (Nr. 275—76)	379,1
24	Ás bei Hafnarfjördur (Nr. 272)	126,9
25	Hamrafell in Mosfellssveit	295,0
26	Langahlíd (Nr. 273)	621,0
27	Vífilfell (Nr. 271)	655,0
28	Skálafell bei Ölfus (Nr. 340—41)	578,8
29	Geitafell	508,6
30	Nes bei der Küste zwischen Selvogur und Thorlákshöfn	4,4
31	Thorlákshöfn	10,2
32	Arnarbæli in Ölfus	19,3
33	Ingólfsfjall (Nr. 367)	551,4
34	Hestfjall (Nr 377)	316,5
35	Hróarsholt	81,6
36	Loptsstadir (Nr. 433)	15,0
37	Ás in Hollt	39,0
38	Marteinstunga in Hollt	137,7
39	Skúmsstadir in Landeyjar	11,8
40	Stórólfshvoll (Nr. 496)	60,7
41	Thribyrningur (Nr. 508)	666,7

III. Islands Küsten.

Die Arbeit des Meeres an der Küste. Lagunen. Fjorde und Buchten. Unterseeische Fjorde. Strandlinien, Küstenterrassen und marine Ablagerungen.

Die Küstenlinie von Island hat infolge der vielen Einschnitte durch Fjorde und Buchten eine Länge von 6000 km. Nur die Südküste von Papós bis Reykjanes besitzt keine Einschnitte von Bedeutung. Die Fjorde sind ausschließlich an die steilen Basaltküsten geknüpft, die ungefähr fünf Sechstel der Küstenlinie von Island einnehmen, wohingegen das Tuff und Brecciengebiet keine eigentlichen Fjorde, sondern nur unregelmäßige Buchten aufweist. Die Basaltgebirge haben am häufigsten nach der Küste zu eine Höhe von 500—1000 m und ragen als mächtige schwarze Mauern aus dem Meere empor. Die verhältnismäßig selten vorkommenden Felsküsten aus Tuff und Breccie sind stets bedeutend niedriger und erreichen nur selten eine Höhe von 200 m oder darüber, sie sind meistens von losem Material, Sand und Kies begrenzt, wie an der ganzen Südküste, oder von Lavaströmen, deren Ränder durch die Brandung zerbröckelt sind.

Die Arbeit des Meeres an den steilen Felsenküsten von Island ist sehr bedeutend, und die Macht der Wogen läßt sich leicht nach den kolossalen abgerundeten Felsblöcken beurteilen, die so häufig am Meeressaum aufgestapelt sind, was namentlich in kleinen Buchten unter steilen Felsenwänden stattfindet. An einigen Stellen ist das Geröll nach seinem Gewicht sortiert, so daß ein heller Küstenwall von Liparitgeröll höher liegt als ein dunkler von Basaltgeröll (Hamarsfjördur). An den äußeren Felsspitzen der nordwestlichen Halbinsel und an den Fjorden der Ostküste bietet sich oft dem Reisenden der erhabene Anblick der Gewalt der Wogen an der Küste sowie des Ozeans in seiner ganzen großartigen Majestät dar. Draußen auf den felsigen Landspitzen führt häufig ein schmaler Reitweg in einer Höhe von 100—200 m oben an der steilen Felsenwand entlang, so daß der Reisende bei stürmischem Wetter gerade unter seinen Füßen die Wogen aus dem offenen Meere heranbrausen sieht, während der Gischt hoch an den Felsen hinauf und urch alle Klüfte und Spalten spritzt, die Wogen sich mit donnerartigem Getöse an den Felsen brechen und unaufhörlich das Geröll mit rasselndem Lärm beim Zurückweichen mit sich ziehen. Zuweilen muß der Reisende mühsam unter steilen Felsenwänden über eine schmale Einfassung von schlüpfrigen Felsblöcken und Seegras vorwärts dringen und ist oft genötigt, an vorspringenden Felsenspitzen die Ebbe abzuwarten. Auch an der flachen Südküste, wo die gewaltigen Wogen des Atlantischen Ozeans am Strande zerschellen, besitzt die Brandung eine ungeheure Macht.

An den Küsten von Island bietet sich günstige Gelegenheit, die verschiedenen Formen der Verheerungswirksamkeit des Meeres zu studieren, hier finden sich Brandungsterrassen, unzählige Riffe, Inseln und spitze Felsentürme. Mit diesen Verhältnissen können wir uns jedoch hier nicht näher beschäftigen, um so weniger, als viele andere Felsenküsten von ähnlicher Beschaffenheit sind. Viele der außerhalb der Küste liegenden Felsen sind Bruchstücke von Gängen, die infolge ihrer Struktur eine größere Widerstandsfähigkeit besessen haben als die anderen Basaltfelsen und deshalb häufig als senkrechte Wände oder dünne Platten mit liegenden Säulen, durchbrochen von Löchern und Toren, aus dem Meere hervorragen. Häufig erstrecken sich die Gänge als regelmäßige Brücken weit in die See hinaus; so ist die sog. Snæfjallabryggia, die auf der nördlichen Seite in den Isa-

fjardardjúp sich erstreckt, ein mächtiger Gang, der sich auf der anderen Seite des 10 km breiten Fjords als Arnardalsklettur fortsetzt. Der Fjord ist quer über den langen Gang erodiert worden. Bei Hafranes auf der Südseite des Reydarfjördur führen mehrere parallele Gänge in die See hinaus mit 6—10 m langen und 1 m dicken, liegenden Säulen, die in kleinere Stücke zerteilt sind. In der Breiddalsvík an der Ostküste laufen mehrere Klippen- und Scherenreihen quer durch die Bucht, von denen der größte Teil aus durchbrochenen Gängen besteht. An der Küste, auf beiden Seiten des Cap Nord, bei Látravík, Hrollaugsvík, Drangsnes und a. O. ragen eine Menge verschiedenartig geformter Felsenspitzen aus dem Meere, von denen viele hoch und schmal sind und auf breitem Fuße ruhen, der zur Ebbezeit trocken liegt. Derartige Klippen sind ebenfalls allgemein bei Vatnsnes, unter denen der Hvítserkur (weißes Hemd) besonders bekannt ist. Derselbe besteht aus einer gewaltigen Steinplatte, die sich senkrecht aus dem Meere erhebt, mit drei Löchern durch den Fuß, so daß er auf vier anscheinend sehr schwachen Pfosten ruht. Der Felsen hat seinen Namen von dem Vogelguano erhalten, der ihn weiß färbt.

An der Felsenküste sind Höhlen sehr allgemein, von denen viele auf Linien geringerer Widerstandskraft längs der Gänge entstanden sind. Auch finden sich weit über der jetzigen Meeresfläche, besonders auf dem Südland, bei Eyjafjöll und Ölfus, Reihen von Höhlen, die aus der Zeit stammen, als der Wasserstand gleich nach der Eiszeit bedeutend höher als jetzt war. In niedrigeren Küstenfelsen ist die Decke der Höhlen oft durchlöchert, wie z. B. in Hólsbás an der Ostseite der Halbinsel Skagi auf dem Nordland. Nirgends sind doch die Höhlen so groß, schön und mannigfach gestaltet, wie an der Südseite von Snæfellsnes bei Stapi und Hellnar. Unterhalb des Fischerdorfers Stapi ist die steile Küste durch die Brandung sehr zerklüftet und umgestaltet worden, so daß sich viele kleine, von steilen Felsen eingefaßte Buchten zwischen vorspringenden Landzungen der verschiedensten Gestalt gebildet haben. Draußen ragen aus dem Meere unzählige senkrechte Felsenspitzen und Türme, von Basaltsäulen in verschiedenen Stellungen aufgebaut, hervor. Felsen, Grotten und die Absätze der Basaltdecken sind von Seevögeln bevölkert, von denen einige gravitätisch auf den Felsen sitzen, während andere emsig fischen, wieder andere unter Geschrei und Lärm umher fliegen. Die gewöhnlichen Arten sind: *Larus tridactylus*, *Uria troile* und *Mormon fratercula*. Westlich von Stapi befindet sich eine schmale Bucht (Pumpa) zwischen steilen Wänden, durch welche die Wogen unter sausendem Klang ein- und austreten, außerdem drei merkwürdige Höhlen, die sog. »gjár« (Eystrigjá, Midgjá und Músargjá). Die Felsenwände nach dem Meere hinaus bestehen aus senkrechten Basaltsäulen, in welchen die Brandung drei große Portale mit Reihen von schlanken Basaltsäulen ausgehöhlt hat. Die Decke ist durchbrochen, so daß man von oben durch die großen, runden Öffnungen in die tiefen Grotten hinunter sehen kann. Tief unten sieht man das Meer um die abgebrochenen Säulen brausen, auf denen Vögel nisten, während große Scharen von Möwen sich unter den hohen gotischen Gewölben umhertummeln. Die Brandung hat bei stürmischem Wetter in diesen Grotten eine ungeheure Gewalt, so daß das Wasser mit Seegras und Sand in hohen Säulen durch die Löcher der durchbrochenen Decke spritzt. Bei ruhigem Wetter kann man auf einem Boote in die Höhlen hineinrudern. Ebenso befinden sich bei Hellnar eigentümliche Höhlen, unter ihnen die Höhle Badstofa bei Valasnös, welche durch die Vereinigung mehrerer Höhlen entstanden ist. Der Basalt in Valasnös ist in sehr große klingende Platten zerspalten und durch die äußerste Spitze hat das Meer ein sehr hohes, schönes Tor gebildet. Wenn das Sonnenlicht von der einen Seite durch eine enge Kluft hinab auf das Meer, auf den Boden der Grotte fällt, entstehen die schönsten Lichtreflexe, und die Wellen spielen in tiefblauen und grünen Farbentönen. Die westlichen, hoch emporstrebenden Spitzbogen der Grotte sind von unzähligen

Möwen umschwärmt, die ihre Nester auf den Absätzen und vorspringenden Spitzen gebaut haben.

An den isländischen Küsten kann man vielfach Merkmale der scheuernden Tätigkeit des Meeres sehen, wo Sand und Kies über dieselben gefegt worden sind, namentlich in Verbindung mit Treibeis. Auf den porösen Dolerit übt die See ebenfalls einen stark verwitternden Einfluß aus. Sowohl bei Reykjawík als auch an vielen anderen Orten sind die Doleritfelsen am Meere vom Seewasser zerfressen, so daß ihre Oberfläche mit ihren Aushöhlungen und Vertiefungen gleichsam von einem Netz erhabener Leisten durchzogen ist. Wo alte Strandlinien, wie z. B. in Öskjuhlíd, ein Doleritterrain berühren, hat das Meer in der Vorzeit denselben charakteristischen Einfluß auf die Oberfläche des Dolerit gehabt. Wo die Brandung sich mit großer Kraft durch enge Rinnen oder schmale Sunde drängt, werden zuweilen größere oder kleinere Blöcke in wirbelnde Bewegung versetzt, wodurch große Riesenkessel entstehen können. Auf dem sog. Bard, der äußersten Spitze des Látrabjarg befinden sich viele derartige 4—5 m tiefe Kessel, ebenso eine Anzahl bei Höfn im Borgarfjördur im Ostlande. Flaches Treibeis sowie das Eis der Fjorde können häufig einen bedeutenden Einfluß auf die Küsten haben. Das grönländische Treibeis füllt bekanntlich oft die Fjorde des Nordlandes aus und treibt zuweilen an der Ostküste von Island hinab und in einige der westlichen Fjorde der nordwestlichen Halbinsel hinein, jedoch nicht weiter als bis zum Látrabjarg[1]). Die isländischen Fjorde frieren nur äußerst selten zu, und viele bleiben immer eisfrei, wenn sie nicht zufällig vom grönländischen Eise Besuch erhalten. An den äußersten Spitzen bildet sich infolge des hohen Seeganges fast niemals festes Eis, dagegen treibt dasselbe draußen, von Wind und Strömung bewegt, hin und her, während es häufig Kies- und Felsenstücke ins Meer hinaus oder nach anderen Teilen der Küste trägt. Häufig führt es auch Seegras von der Küste mit sich und schabt die Felsen rein von jeder Vegetation. Deshalb ist auch das Wachstum des Seegrases an den Teilen der Küste, die oft vom Treibeis heimgesucht werden, immer sehr sparsam. Besucht das Treibeis gelegentlich die Südküste, so fegt es auch diese von allem Tang total rein, wie es im Winter 1880/81 bei Selvogur zum großen Nachteil für die Bewohner geschah, die hier allgemein das Seegras als Feuerung verwenden. Im Hafen von Akureyri beobachtete ich am 23. März 1883, daß der Wind am Morgen das Eis hinaustrieb, dasselbe aber am Mittag wieder hineinführte, so daß es mehrere Meter hoch auf den Strand geschoben wurde. Eine alte Schiffsbrücke bei Akureyri aus Steinen mit 1—3 m Durchmesser aufgebaut welche in der Richtung von W nach O in die See hinausführte, wurde vom Eise auf das Land geschraubt, so daß sie die Richtung von N nach S erhielt und eine Mauer aus Stein, Sand, Kies, Schlamm und Eis bildete. Als das Eis am nächsten Tage forttrieb, führte es eine Masse Kies und einen großen Felsenblock vom Strande mit sich. Etwas früher wurde ein Haus, aus Stein und Rasenstücken errichtet, bei Bakki an demselben Fjord (Eyjafjördur) von einer Eisscholle, die auf das Land geschoben war, in der Mitte durchschnitten. Zuweilen bringt auch das Treibeis fremde Blöcke und Kies, wahrscheinlich von Grönland, nach Island, was ich namentlich auf der Melrakkasljetta, die besonders dem Eise ausgesetzt ist, gefunden habe, wie bei Raudigmúpur, Grjótnes und Sigurdarstardir (Granit, Quarzit, Gneis, Glimmerschiefer, Talkschiefer). Früher hat man ähnliche Blöcke auf Tjörnes und bei Vopnafjördur[2]) gefunden, an Orten, die nicht fremden Schiffen zugänglich sind. Sonst sieht man an vielen Handelsplätzen häufig an der Küste fremde

---

[1]) Th. Thoroddsen: Den grönländska Drifisen vid Island (Ymer, Stockholm 1884, S. 145—60).

[2]) Sart. v. Waltershausen: Physisch-geographische Skizze von Island (Göttingen, 1847, S. 31/32). G. G. Winkler: Island, der Bau seiner Gebirge usw. (München, 1863, S. 158).

Steine, die von ausländischen Schiffen als Ballast dorthin gebracht waren. Oberhalb der Flußgrenze sind keine fremden Steine auf Island bemerkt worden.

An der flachen Südküste der Insel ist die Brandung von großem Einfluß. Während der Herbststürme bilden sich hohe Küstenwälle; Flüsse und Lagunenmündungen werden verstopft, so daß Überschwemmungen entstehen. Infolge der hohen Brandung und des Mangels an Häfen ist die Landung an dieser Küste sehr beschwerlich. Die Fischerboote müssen deshalb hier doppelt so groß sein als an anderen Stellen der Küste und ebenfalls eine doppelte Besatzung haben. Während der ersten Kolonisation von Island baute man sich an dieser Stelle der Küste auch später an als an anderen Teilen derselben, die leichter zugänglich waren. Die Strömungen längs der Küste führen eine Menge loses Material mit sich, das sie in geschützten Buchten ablagern. Bei der Niederung Mýrar und an der südlichen Küste von Snæfellsnes wird auf diese Weise eine Masse Alluvium abgesetzt. Bei der Ebbe werden hier große Strecken des Meerbodens (Löngufjörnr) trocken gelegt. Die Küstenlinie ist hier in der historischen Zeit großen Veränderungen unterworfen gewesen, an einigen Stellen ist die Küste durch das zugeführte Alluvium angewachsen, während an anderen das Meer hereingebrochen ist. Verschiedene Sturmfluten haben in diesen Gegenden bedeutenden Schaden angerichtet, namentlich die früher besprochene Sturmflut in der Nacht vom 8. zum 9. Januar 1798. In neuerer Zeit haben Sturmfluten ebenfalls nicht unbedeutende Veränderungen an der isländischen Küste hervorgerufen. Im Herbst 1879 wurde während einer Sturmflut eine Menge Sand und Kies gegen die Ostküste in die Bucht Hafnarbás westlich vom Nordkap gefegt, so daß große Haufen Felsenstücke an der Küste bedeckt wurden und man auf einem sandigen Strande gehen konnte, wo früher 2—4 m tiefes Wasser gestanden hatte; Kies und Treibholz wurde von der Brandung auf 40—50 m hohe Küstenfelsen geschleudert. Beinahe jährlich richten orkanartige Stürme mit Seegang im Herbst bedeutenden Schaden an Häusern und Booten in den niedriger gelegenen Teilen der isländischen Küste an, die Mündungen der Flüsse werden verändert und Weideland nahe der Küste wird zerstört. Gleichwie in Faxaflói werden auch in Breidifjördur Alluvien von den Strömungen hinaus längs der Nordküste geführt und in den Buchten auf beiden Seiten des Látrabjarg abgesetzt. Die Niederung Raudisandur ist sicherlich auf diese Weise aus Kies und Lehm gebildet worden, welche der Strom im Schutz der Landspitze Skor abgesetzt hat, und wir haben früher den hellen Flugsand besprochen, der vom Meere herauf in den kleinen Buchten nördlich vom Látrabjarg abgelagert wird.

Fjorde und Meeresbuchten.

Bis auf die neueste Zeit ist die Kenntnis der isländischen Fjorde nur sehr mangelhaft gewesen, man besaß nur sehr wenige Tiefenmessungen und hat erst in den späteren Jahren einen genaueren Einblick in die Tektonik des Landes erhalten. Durch die Vermessungen der dänischen Marine hat ein erfreulicher Fortschritt in der Kunde von den Tiefenverhältnissen an den isländischen Küsten stattgefunden und das dänische Seekarten-Archiv hat neue ausgezeichnete Karten von der Tiefe des Meeres an der Ost- und Südküste von Island veröffentlicht, welche ganz neue Aufschlüsse über die Skulptur des Meeresbodens dieser Gegenden geben. Die dänische Ingolf-Expedition unter Admiral C. F. Wandel 1895/96 hat uns vielfache Aufschlüsse über Meeresboden- und Tiefenverhältnisse bei Island verschafft; die hydrographischen Untersuchungen, welche mit dem Schoner »Diana« im Jahre 1898 unter Kommandeur G. Holm begonnen und vom Kapitän R. Hammer fortgesetzt wurden, haben nicht nur für die Schiffahrt, sondern auch für die Wissenschaft ein sehr wertvolles Material geliefert. Die ersten hydrographischen Untersuchungen an den isländischen Küsten

wurden von den französischen Seeoffizieren Kerguelen de Tremarec (1767) und Verdun de la Crenne (1771) angestellt, aber die eigentlichen Seevermessungen begannen mit dem dänischen Kapitän H. E. Minor (1776—78). Die ganze Küstenlinie wurde trianguliert von dänisch-norwegischen Landoffizieren in den Jahren 1801—18, und etwas später gab der dänische Admiral P. Lövenörn (1751—1826) Seekarten und Beschreibungen der isländischen Küsten heraus, die für die damalige Zeit ausgezeichnet waren und noch heute teilweise benutzt werden. In den Jahren 1840—66 stellten französische Marineoffiziere eingehende Vermessungen einzelner isländischer Fjorde und Häfen an, welche Arbeit später von dänischen Offizieren fortgesetzt wurde[1]). Erst in jüngster Zeit, seit 1898 hat die dänische Marine eine detaillierte Seevermessung des Meeres längs der isländischen Küste im Interesse der Fischereien und Schiffahrt vorgenommen. Das dänische Seekarten-Archiv hat bereits mehrere neue Küsten- und Fischereikarten in großem Maßstabe, sowie einen »Islandsk Lods« herausgegeben. Die Tiefenverhältnisse vieler Fjorde, die nicht von Handelsschiffen befahren werden, sind noch unbekannt.

Was von den Geologen, die Island besucht haben, über die Entstehung der isländischen Fjorde veröffentlicht worden ist, kann seiner Geringfügigkeit wegen leicht erwähnt werden. Krug v. Nidda, der im Sommer 1833 Island bereiste, zeichnet sich, wie so viele andere Geologen seiner Zeit, durch Spekulationen und Theorien aus, die wenige Stützpunkte besitzen und häufig seinen eigenen Beobachtungen gerade widersprechen. Er glaubte, daß ein Trachytgürtel, welcher nicht vorhanden ist, sich quer über Island ziehe, und daß die Insel durch den Durchbruch dieses Gesteins aus dem Meere gehoben worden sei. Daher ließe sich die Entstehung der Fjorde leicht erklären, denn durch die Hebung seien Risse an den Kanten des Landes sowie gewaltige Spalten senkrecht auf dem Trachytgürtel entstanden, diese Spalten seien Fjorde und Täler, die besonders im Ostland, nach K. v. Niddas Ansicht, unverkennbar ihren Ursprung bekunden[2]). F. Zirkel (1860) hält ebenfalls die isländischen Fjorde für Spaltenbildungen, welche durch die Hebung des Landes senkrecht auf die vulkanischen Hauptlinien entstanden seien. Besonders führt er die Fjorde der nordwestlichen Halbinsel als ein gutes Beispiel der vulkanischen Fjordspaltungen an. Er setzt voraus, daß Gláma und Drangajökull Vulkane seien, was nicht der Fall ist, und daß die Fjorde strahlenförmig von diesen Vulkanzentren[3]) auslaufen. Wir brauchen nicht hervorzuheben, daß diese Annahmen gegen alle geologischen Beobachtungen streiten. Th. Kjerulf, der im Sommer 1850 Island besuchte, bringt die Fjorde in Verbindung mit den isländischen Vulkanlinien, doch ohne mehr Glück zu haben. G. G. Winkler (1858) war entgegengesetzter Anschauung, er glaubte, daß die Fjorde geradezu von der See[4]) ausgewaschen seien, was allen geologischen Wahrnehmungen widerspricht. Wie man sieht, nahmen die älteren Geologen es nicht so genau mit der Erklärung, wie die Fjorde entstanden seien, und da ihre Annahmen sich nicht auf wirkliche Untersuchungen stützten, entbehrten sie jeder Bedeutung.

C. W. Paijkull (1865) nimmt an, daß die isländischen Fjorde durch die Erosion der

---

[1]) Die Geschichte der hydrographischen Untersuchungen ist ausführlich in meiner »Landfrædissaga Islands« Bd. III und IV geschildert, welche auch ein Verzeichnis aller isländischen Seekarten enthält. Mit Bezug auf die Einzelheiten, muß ich deshalb auf dieses Werk hinweisen.

[2]) »Die Spalten sind die vielen, engen, tiefen Fjorde und Täler, die so deutlich ihren Entstehungscharakter tragen, daß gleich beim ersten Anblick kein Zweifel darüber aufkommen kann, und in einer Richtung aufgerissen sind, die rechtwinklig auf der Grenzlinie des Trachyts steht.« (C. Krug v. Nidda: Geognostische Darstellung der Insel Island. Karstens Archiv für Mineralogie usw. VII, 1834, S. 430).

[3]) W. Preyer und F. Zirkel: Reise nach Island, S. 248f.

[4]) »Wo an den Rändern mehr lockere Massen eingefügt waren, mußten sie durch die andrängenden Fluten ausgewaschen werden, und so entstanden jene Einschnitte, die Fjorde, am Rande radial fast um die ganze Insel«. (G. G. Winkler: Island, 1863, S. 301).

Gletscher der Eiszeit entstanden seien, ohne seine Annahme näher zu begründen[1]). Fr. Johnstrup (1876) bespricht ebenfalls die isländischen Fjorde, von denen er glaubt, daß sie durch Wassererosion ausgegraben seien, obwohl er nicht leugnen will, daß die Gletscher vielleicht einigen Anteil an ihrer Entstehung hätten. Er bemerkt ferner, daß sich in den Fjorden »keine Tiefen vorfänden, welche die im Meere außerhalb überträfen, ebensowenig wie größere Tiefen im Innern der Fjorde als in deren Mündungen vorhanden wären oder sonst irgendwelche Andeutungen dem Dasein tiefer Gebirgsseen in den Fjordtälern vorliege[2])«. Man hat nicht nötig, sich in das Studium der isländischen See- und Landkarten zu vertiefen, um einzusehen, daß diese Behauptungen im allgemeinen unbegründet sind, denn obwohl die Tiefenunterschiede der isländischen Fjorde weniger bedeutend sind als die der norwegischen, sind doch die isländischen Fjorde, wie wir später sehen werden, oft tiefer im Innern als an der Mündung; tiefe Talseen sind ebenfalls, wenn auch ziemlich selten, vorhanden (z. B. Skorradalsvatn, Lagarfljót, Ishólsvatn, Hraunsvatn u. a. m.). A. Helland (1881) ist der erste, welcher etwas ausführlicher über die isländischen Fjorde schreibt, hauptsächlich in Form einer Polemik gegen Th. Kjerulf und Fr. Johnstrup. Bekanntlich ist A. Helland der Ansicht, daß die Fjorde hauptsächlich der Gletschererosion ihre Entstehung verdanken. Er berichtete nach den Seekarten über die Tiefen der verschiedenen Fjorde und wies nach, daß die Richtungen derselben nicht mit den Vulkanlinien von Th. Kjerulf übereinstimmen[3]). Er publizierte gleichfalls Tiefenmessungen, die er in dem langgestreckten Talsee Lagarfljót, dessen Oberfläche 26 m über dem Meeresspiegel und dessen Boden 84 m unter dem Meeresspiegel liegt, angestellt hat. Seitdem ist nichts über die isländischen Fjorde im allgemeinen veröffentlicht worden.

Wie man sieht, sind die Berichte über die Fjorde, welche die Literatur aufweist, nicht auf Spezialuntersuchungen basiert. Die älteren Geologen nahmen im allgemeinen an, daß die Fjorde gähnende Spalten oder Risse seien; die späteren glaubten, daß sie ausschließlich der Erosion des Wassers oder der Gletscher der Eiszeit ihre Entstehung verdankten. Ihre Verbindung mit tektonischen Verhältnissen und mit der Entstehung der größeren Buchten durch Senkungen in der Erdoberfläche war hingegen gar nicht untersucht. Nur K. Keilhack (1886) hatte erwähnt, daß die Faxebucht und die Bredebucht wahrscheinlich durch Senkungen zwischen Dislokationsspalten von O nach W entstanden seien und wies nach, daß die Basaltscholle hier in mehrere Stücke gebrochen war. Auch glaubte er, daß die Täler des Borgarfjord Verwerfungen[4]) ihre Entstehung verdankten. Jetzt sind in neuerer Zeit mehr Tiefenmessungen in den Fjorden vorgenommen worden als früher, obwohl sie noch ziemlich vereinzelt sind, und außerdem kennt man den geologischen Bau des Landes bedeutend besser.

Wie schon früher erwähnt, besitzt die ganze Südküste von Papós bis Reykjanes weder Einschnitte von Bedeutung, noch Fjorde. Das Küstenland ist auf dieser langen Strecke meistens flach und besteht aus ausgedehnten Sand- und Kiesflächen, deren Entstehung den unzähligen Gletscherflüssen zuzuschreiben ist. Glaziale Ablagerungen haben alle Fjorde ausgefüllt, weshalb der vollständige Mangel an Fjorden nur scheinbar ist. Wenn der Meeresstand um 100—200 m erhöht würde, wären kleinere Fjorde und Buchten ziemlich allgemein; die kleinen Fjorde, welche am Schluß der Eiszeit hier existierten, sind später von fluvioglazialem Gerölle ausgefüllt worden. Wo die Jökelflüsse in anderen Teilen des Landes in Fjorde und Buchten münden, haben sie ebenfalls bedeutende Strecken des Meeresbodens

---

1) C. W. Paijkull: Bidrag til kännedomen om Islands bergsbyggnad, 1867, S. 13.
2) Geogr. Tidskr., I, 1877, S. 53f.
3) Ebenda, IV, 1880, S. 170—73; VI, 1882, S. 104—10.
4) Zeitschrift der Deutschen Geolog. Gesellschaft, 1886, S. 391—94.

trocken gelegt und die Fjorde versandet, wie viele Beispiele von allen Teilen der Küste beweisen. Wie auf der Karte zu sehen ist, finden sich längs der ganzen Südküste eine Reihe von Lagunen, die sämtlich ihre Entstehung den Gletscherflüssen verdanken. Wo diese im südöstlichen Island fehlen, verschwinden die Lagunen ebenfalls. Durch die gewaltige Brandung des Atlantischen Ozeans wird an der flachen Küste das Wasser der Gletscherflüsse aufgestaucht und besonders während der Herbststürme am Strande Wälle und Sandrücken aufgeworfen, so daß zuweilen die Mündung der Lagunen verstopft wird und diese die Umgebungen überschwemmen. Die meisten Lagunen sind sehr seicht (1—3 m) und man könnte durch viele derselben reiten, wenn der Grund nicht zu schlammig wäre. Ihre Tiefenverhältnisse sind jedoch nicht untersucht worden, da sie ihrer Seichtheit wegen für die Schiffahrt nicht zugänglich sind.

Die Lagunenreihe an der Südküste beginnt mit Harmarsfjördur und Alptafjördur, in welche sich ziemlich wasserreiche Flüsse ergießen, die auf dem Thrandarjökull und Hofsjökull entspringen. 'Alptafjördur ist von der See durch Starmýrartangi, eine lange Nehrung, getrennt, die nur eine Breite von 60—80 m besitzt und bei stürmischem Wetter von der Brandungswelle überflutet wird, die auch häufig Treibhölzer in die Lagune wirft. An der äußersten Spitze der Nehrung befindet sich ein Hügel oder Knoten, Hrómundarey genannt, der früher eine Insel war, aber nun mit der Landenge verbunden ist; hier ist die einzige Mündung der Lagune, ein schmaler Kanal, zwischen Hrómundarey und Thvottáreyjar. Früher befand sich mitten auf der Landenge eine Öffnung, die jetzt ausgefüllt ist. In der Mündung des Hamarsfjördur liegen zwei Inselgruppen, Thvottáreyjar und Búlandseyjar, aus einer Menge kleiner Inseln bestehend. Die Thvottáreyjar sind mit Dünen aus Flugsand bedeckt und haben früher aus einer Menge kleiner Inseln bestanden, die jetzt fast zu einer vereint sind. Eine von ihnen, Eskildsey genannt, soll im 18. Jahrhundert einen Hafen besessen haben, und vor 90 Jahren befand sich hier ein schiffbarer Kanal zwischen den Inseln, der jetzt ganz ausgefüllt ist. Sandflucht und Wogen haben ein gleiches auf den Búlandsinseln angerichtet, von denen jetzt viele mit dem Lande zusammenhängen. Mit jedem Jahre wird die Meerestiefe zwischen diesen Inseln geringer, und wo vor 40 Jahren bei einer Tiefe von 12 Faden gefischt wurde, ist jetzt nur eine Tiefe von 1—2 Faden. Früher gab es auf diesen Inseln ziemlich viele Eidervögel, die aber infolge der Sandflucht fortgezogen sind. Hierauf folgen Lónafjördur und Papafjördur, zwei langgestreckte Lagunen, die das meiste Wasser vom Jökulsá im Lóni erhalten, der vom Vatnajökull entspringt. Beide Lagunen haben einen gemeinsamen Ausfluß durch den Bæjarós. Dieser Ausfluß wird meistens im Winter durch Sand verstopft und das Flußwasser in den Lagunen aufgedämmt, so daß die Ufer überschwemmt werden. Im Juni graben dann die Einwohner einen Kanal durch den Sand, woran gewöhnlich 20—30 Mann einen Tag lang arbeiten. Das ausströmende Wasser erweitert die Rinne, der Wasserspiegel in den Lagunen sinkt und auf den mit Lehm bedeckten Wiesen, die im Winter unter Wasser gestanden haben, wächst das Gras in kurzer Zeit. Wenn die Jökulsá zuweilen ihren Hauptarm durch den Bæjarós leitet, bleibt dieser den ganzen Winter offen und es tritt dann stets im folgenden Jahre Mißwachs ein; sonst ergießt sich der Fluß gewöhnlich in mehreren Armen in den Papafjördur.

Skardsfjördur und Hornafjördur sind ähnliche Lagunen westlich vom Vestrahorn, jedoch bedeutend größer, die ebenfalls einen gemeinsamen Ausfluß durch den Hornafjardarós haben, wo ein starker Strom immer eine Rinne mit einer Tiefe von 5—7 Faden offenhält. Der Hornafjardarós kann deshalb bei gutem Wetter von kleineren Dampfern befahren werden, obwohl die Einfahrt immer schwierig ist. Dieselbe ist vor kurzem ausgemessen worden[1]).

[1]) Hornafjardarós 1:15000. Søkortarkivet, København 1901, Nr. 195.

In den Hornafjördur ergießt sich der breite Hornafjardarflót, der aus mehreren wasserreichen Gletscherflüssen in zwei Armen gebildet ist, eine schwache Strömung besitzt und seiner Breite wegen einem Fjord gleicht. Die niedrige, langgestreckte Insel Skógey teilt ihn in zwei Arme, den östlichen und westlichen »Fljót«, von denen jeder 2—3 km breit ist. Der Fluß hat einen weichen Sandboden, der oft recht unzuverlässig sein kann; obwohl die Strömung an den Furten unbedeutend ist, bereiten doch der lose Grund und die Tiefe und Breite der Wassermasse Schwierigkeiten, den Fluß zu passieren. An den besten Furten, die man zu Anfang des Sommers aufgefunden hat, zeigen eine Reihe eingerammter Pfähle den oft gekrümmten Weg durch das Wasser, dieselben werden jedoch häufig bei einem plötzlichen Anwachsen der Fluten fortgespült. In der Gegend von Sudursveit befinden sich zwei kleinere, schmale Lagunen, Hestgerdislón und Breidabólsstadalón. In die erstere mündet der Gletscherfluß Kolgríma; die Lagune läuft in den Hálsaós aus, der zuweilen verstopft wird und die nächsten Umgebungen überschwemmt. Die Breidabólsstadalón hat Zufluß vom Steinavötn. Auf der Breidamerkursandur gibt es mehrere kleine Lagunen, die in Verbindung mit den vielen Gletscherflüssen stehen und sich mit diesen verändern.

Die Lagunen westlich vom Öræfajökull sind sämtlich Ausläufe der wasserreichen, reißenden Jökelflüsse; aber da die Wassermenge sehr veränderlich ist und die Flüsse jährlich die Lage wechseln können, ist es zweifelhaft, ob man diese wenig stabilen Gewässer Lagunen nennen darf, eigentlichen Flußdeltas gleichen sie auch nicht. Die gewaltigen Wassermassen des Skeidará und der vielen kleineren Gletscherflüsse in Öræfi vereinigen sich in bedeutender Ausdehnung bei Ingólfshöfdi, so daß die Sande in der Nähe des Meeres auf großen Strecken von schmutzigem Jökelwasser überschwemmt sind. Nur hier und da liegen vereinzelte Schlammbänke in den seichten, ca 15 km breiten Lagunen. Der Skeidará hat sich in jüngerer Zeit immer mehr der Ansiedlung Öræfi genähert und große Strecken von fruchtbarem Grasland verheert. Die Landspitze Ingólfshöfdi, welche vor 1700 mit dem Lande verbunden war und nach dem Meere hinaus von steilen Felsen eingefaßt ist, während sie sanft nach dem Lande zu abfällt, ist durch den Skeidará jetzt vom Lande getrennt, und der Fluß hat nun seinen bedeutendsten Ausfluß östlich von der Landspitze. In Ingólfshöfdi ist der Vogelfang sehr ergiebig, wird aber augenblicklich wenig ausgenutzt, da es mit großen Schwierigkeiten verbunden ist, hinaus zu gelangen. Das Wasser ist an den meisten Stellen zu flach für Boote und der Grund zu schlammig für Pferde, jedoch gelingt es trotzdem den Einwohnern, die an schlammige Jökelflüsse gewöhnt sind, nach halbtägigen Kreuzfahrten auf und ab in den Lagunen endlich einigermaßen feste Stellen zu finden, um zur Insel zu gelangen. Im 17. Jahrhundert wurde vor Ingólfshöfdi recht einträgliche Fischerei getrieben, und auf der Westküste befand sich ein Landungsplatz. Seitdem ist die Mündung des Skeidará verändert worden, und der Fluß hat so viel Sand und Schlamm mit sich ins Meer hinaus geführt, daß die Fischerei nicht länger betrieben werden kann. Der niedrige Wasserstand und Untiefen außerhalb machen jede Schiffahrt unmöglich. Auf der Skeidarársandur gibt es mehrere andere kleinere Lagunen, die entstehen und verschwinden, je nachdem die Gletscherflüsse ihren Lauf verändern, die größten dieser Lagunen sind Melós, Blautiós, Veidiós und Markós. Die Ausflüsse der Núpsvötn und Skaptá breiten sich ebenfalls über Sandflächen aus, aber da die Wassermenge der verschiedenen Arme bedeutenden Veränderungen unterworfen ist, variieren Ausdehnung und Aussehen dieser Wassermassen in hohem Grade. Durch die verschiedenen Gletscherstürze entstehen oft recht umfangreiche Lagunen, die nach einigen Jahren wieder verschwinden. So entstand durch den Sturz des Skeidarárjökulls 1892 eine große Lagune östlich von Hvalsíki, weil ein großer Teil des Núpsvötn einen östlicheren Lauf durch die sog. Blautukvíslar nahm. Skaptárós und Veidiós erlitten bedeutende Veränderungen durch die großen vulkanischen Ausbrüche 1783 und noch mehr

wurde die Küstenlinie in diesen Gegenden durch die Ausbrüche des Eldgjá, ca 900[1]) verändert. Auf der Mýrdalssandur und bei Eyjafjöll finden sich hier und da Anläufe zur Bildung von Lagunen vor. Die Mündung der Holtsós bei Eyjafjöll, welche die Flüsse Irá und Holtsá aufnimmt, wird häufig bei Seewind verstopft, so daß die Flüsse die grasreiche Niederung weit und breit überschwemmen und die Gehöfte wie Inseln aus dem Wasser hervorragen. Diese Überschwemmungen werden bereits im 12. Jahrhundert erwähnt, und schon damals pflegten die Leute sich unter diesen Umständen zu versammeln, um einen Kanal durch die Sandbänke zu graben. In den Mündungen der Flüsse Markarfljót, Thjórsá und Ölfusá finden sich sackartige Erweiterungen mit seichtem Wasser, geringer Strömung und Sandbänken vor. In dem großen Delta des Markarfljót kommen zwischen den Flußarmen die sog. »gljár« vor, langgestreckte, stillstehende Gewässer, welche von der Küste durch Sand- und Küstenwälle getrennt sind.

Die eigentlichen Einschnitte an der isländischen Küste sind zweierlei Art, die großen Buchten von verschiedenen Formen und die eigentlichen typischen Fjorde, die häufig sehr schmal sind, beide Formen finden sich oft vereinigt vor. Die Buchten stehen im allgemeinen in enger Verbindung mit Senkungen und Bruchlinien der Erdrinde. Die eigentlichen Fjorde verdanken der Erosion in einer oder der anderen Form ihre Entstehung, obwohl Bruchlinien auch hier zuweilen mitgewirkt haben oder von Einfluß auf die Anlage und Richtung der Erosionskanäle gewesen sind. Wir werden demnächst in Kürze die einzelnen Einschnitte beschreiben und beginnen mit dem westlichen Island.

Die beiden größten Buchten befinden sich bekanntlich an der Westküste zu beiden Seiten der Halbinsel Snæfellsnes, nämlich die Faxebucht gegen S und die Bredebucht gegen N. Die Faxebucht (Faxaflói) ist 68 km lang und 90 km breit, der Boden fällt allmählich nach der Mündung zu ab, wo die Bucht 50—60 Faden[2]) tief ist; jedoch befindet sich in der Mitte der Mündung eine Rinne von 80—90 Fd. Tiefe. Außerhalb Mýrar und an der südöstlichen Seite der Halbinsel Snæfellsnes ist die Tiefe gering, und sie beträgt erst 15 km vom Lande entfernt 10—12 Fd., was den Alluvien der Flüsse im Borgarfjord und in Mýrar zuzuschreiben ist, die vom Strome gegen N und W längs der Küste geführt werden. Im südlichen Teile der Faxebucht, nordwestlich von Reykjavik, liegen zwei Fischbänke, Sydra-hraun (7—10 Fd.), ca 15 km von Reykjavik, und Vestra-hraun (12—14 Fd.), 30—40 km von Reykjavik; etwas nördlicher, ca 30 km südlich von der Halbinsel Snæfellsnes, liegt Búdagrunn (30—35 Fd.). Am äußeren Ende, in der Nähe der Snæfellsnes, ist die Faxebucht durchweg tiefer. Von derselben gehen nur zwei größere Fjorde aus, Hvalfjördur und Borgarfjördur. Hvalfjördur ist an der Mündung nur 14—15 Fd., in der Mitte 25—30 Faden tief, wird jedoch in der Nähe seines Beginns wieder seichter. Nur außerhalb Brekka befindet sich dort auf dem Meeresboden eine kesselförmige Vertiefung von 100 Fd., tiefer als die Faxebucht an irgend einer anderen Stelle. Der Borgarfjord ist fast ausgefüllt mit Lehm und Kies vom Hvitá, so daß der innere Teil nur von kleineren Booten befahren werden kann; die mittelste Rinne hat hier nur eine Tiefe von 1/2—2 Fd. und an der Fjordmündung von 3—4 Faden. Vom Boden der Faxebucht geht hier eine Niederung (1000 qkm), Mýrar genannt, aus, die durchgängig eine Höhe von 20—30 m über dem Meere besitzt und meistens von Sümpfen und Mooren bedeckt ist, aus denen sich viele

---

[1]) Th. Thoroddsen: Rejse i Vester-Skaptafells Syssel paa Island i Sommeren 1893 (Geogr. Tidskr. XII, S. 167—234).

[2]) Da man auf allen dänischen Seekarten Faden und Seemeilen (Viertelmeile) als Maßstab anwendet, habe ich in der Beschreibung der isländischen Fjorde und Buchten nicht die Angaben der Maße in Meter verändern wollen, weil es einen Zeitverlust beim Orientieren in den Seekarten verursachen würde. Geographische Meile = 4 Seemeilen (Viertelmeile) = 7,42 Kilometer (km), Seemeile = 1,855 km, Faden = 1,883 Meter (m).



niedrige Basaltrücken erheben. Am Schlusse der Eiszeit war diese Niederung Meeresboden, was an den arktischen Muschelresten zu erkennen ist, die an mehreren Stellen, viele Kilometer oberhalb der jetzigen Küstenlinie, in den glazialen Tonen vorkommen. Die Niederung wird von steilen Gebirgen (200—500 m) im Halbkreis begrenzt und bildet augenscheinlich eine ältere Fortsetzung der Faxebucht, die sich damals bis an die Bergabhänge, 50—60 km von der heutigen Küste entfernt, erstreckte. Von der Niederung aus ziehen sich mehrere Täler in die Gebirge hinein, wie z. B. Skorradalur, Lundareykjadalur, Flókadalur, Reykholtsdalur, Nordurárdalur, Hitárdalur und Hnappadalur. Alle diese Täler sind Erosionstäler, und in dem südlichsten, Skorradalur, befindet sich ein langgestreckter Talsee, der durch geschrammte Basaltrücken von der Niederung abgesperrt ist. Wie ich früher nachgewiesen[1]) habe, ist die Faxebucht mit der dazugehörigen Niederung ein Senkungsgebiet, ein Kesselbruch, der durch Dislokationen von der Hauptmasse des Landes getrennt ist. Die Halbinsel Reykjanes, welche die Faxebucht gegen S begrenzt, besteht aus Palagonitbreccie und ist sehr vulkanisch, hier finden sich viele hundert Krater, welche in parallelen Reihen quer über die Halbinsel von SW nach NO laufen; in gleicher Richtung befinden sich hier offene vulkanische Spalten, Solfataren usw. Längs der Bruchränder rund um die Faxebucht liegen andere Kraterreihen, die kleinere Lavaströme ausgegossen haben. Sie setzen sich auf der Halbinsel Snæfellnes nach außen laufend fort und endigen an deren äußersten Spitze mit dem großen Vulkan Snæfellsjökull. Alle diese Krater von Snæfellsnes bis Reykjanes ordnen sich in einem Kreise um das Senkungsgebiet der Faxebucht, ebenso befinden sich auf derselben Bruchlinie eine große Anzahl warmer Quellen; außerdem weist die Stellung der Basaltbänke in den Gebirgen und Höhenrücken der Niederung, sowie die Verwerfungen in den Surtarbrandschichten darauf hin, daß das Gebiet der Faxebucht gesenkt worden ist, worauf wir später näher eingehen werden.

Es sind hinreichend geologische Beweise vorhanden, daß die Faxebucht durch eine Senkung im Erdboden entstanden ist. Aller Wahrscheinlichkeit nach ist diese Senkung in der tertiären Zeit vor sich gegangen, aber daß kleinere Bewegungen noch später und bis heutzutage auf den Bruchlinien vorgekommen sind, beweisen die schwächeren Erdbeben, welche in diesen Gegenden so häufig auftreten. Einige vom Hochland konvergierende Erosionskanäle haben vielleicht schon vor der Senkung existiert, doch sind sie nach derselben noch mehr vertieft worden und es hat sich das jetzige System der Täler nach der Niederung zu gebildet.

Zwischen der Faxebucht und der Bredebucht erhebt sich die Halbinsel Snæfellsnes wie ein Horst, durch Senkungen auf beiden Seiten hervorgerufen. Die Basaltbänke, welche das Rückgrat dieser Landzunge bilden, sind zum größten Teil unzerstört und wagrecht, aber auf den Bruchlinien zu beiden Seiten haben sich Krater und Lavaströme gebildet. Anfänglich haben liparitische, dann doleritische und in der postglazialen Zeit basaltische Ausbrüche stattgefunden.

Die Bredebucht (Breidifjördur) hat an der Mündung zwischen Snæfellsnes und Bjargtangar eine Breite von 74 km und bis zum Ende des Gilsfjördur eine Länge von 124 km, jedoch ist der tiefere Teil der Bucht nach den Inselgruppen zu nur 75 km lang. Die Bredebucht hat große Ähnlichkeit mit der Faxebucht und der dazugehörigen Niederung, nur ist die Landfläche unter derselben etwas tiefer gesenkt. Wenn die Faxebucht 40—50 m stiege, würde die Niederung Mýrar überschwemmt werden und der innere Teil der Bucht von einer Menge Inseln und Scheren angefüllt sein, den unzähligen Basaltgipfeln, die jetzt

[1]) »Geologiske Jagttagelser paa Snæfellsnes og i Omegnen af Faxebugten« (Bihang till K. Svenska Vet. Akad. Handlingar, Bd. XVII, Afd. II, Nr. 2), Stockholm 1891.



überall aus den Mooren des flachen Landes hervorragen. Anderseits würde der innere Teil der Bredebucht durch eine Hebung von 40—50 m in ein sumpfiges Flachland mit einer Menge Basaltrücken verwandelt werden. Der äußerste Teil der Bredebucht besitzt eine Tiefe von 30—40 Fd., jedoch scheint der Meeresboden uneben zu sein, und 11 km nördlich vom Snæfellsjökull führt eine 9 km breite, 75 km lange und 100—150 Fd. tiefe Rinne, Kolluáll, in nördlicher Richtung auf Höskuldsey zu; diese Rinne, welche von jähen Abstürzen, die 70—80 Fd. betragen, begrenzt ist, kann entweder eine Grabensenkung oder ein alter Erosionskanal sein, der bereits in der Landplatte vor der Senkung vorhanden gewesen war. Für diese Annahme spricht die Fortsetzung desselben in die See hinaus; denn die Kolluáll erweitert sich zu einem unterseeischen Fjord, der sich in das Plateau einschneidet, das von der 100 Faden-Linie begrenzt ist. Innerhalb der Mitte wird die Bredebucht durch eine felsige, 500—900 m hohe Landzunge (Klofningur 501 m, Hafratindur 922 m) in zwei große Fjorde, dem Hvammsfjördur (45 km lang und 7½—13 km breit) nach S und dem Gilsfjördur (35 km lang und 10—15 km breit) nach N geteilt. Die Mündung des Hvammsfjördur ist durch eine dichte Schar kleiner Inseln und Holme (Sudureyjar) geschlossen, zwischen denen Ebbe und Flut erhebliche Strömungen verursachen. Innerhalb dieser Inseln ist der Hvammsfjördur ziemlich tief (20—27 Fd.) und gleicht am meisten einer flachen Mulde, ist hingegen zwischen den Inseln an der Mündung sehr seicht und nur gegen N, an der Öffnung des Fjords, befindet sich eine etwas tiefere Rinne (Röst), beinahe 12 Fd. tief[1]). Der Gilsfjördur ist noch nicht gemessen, jedoch soll er sehr flach sein, so daß nur sein äußerer Teil größeren Schiffen zugänglich ist. Nach den Tiefenverhältnissen zu urteilen, sollte man den Hvammsfjördur, obwohl er im Verhältnis zur Länge ziemlich breit ist, für einen typischen Fjord, durch Erosion entstanden, halten, jedoch zeigt es sich bei näherer Betrachtung, daß dieses Fjordbecken zum großen Teil tektonischen Kräften seine Entstehung verdankt. Auf der Südseite haben die Basaltbänke eine schwache Neigung abwärts zum Fjord und das Niveau des Surtarbrandur, der ein so ausgezeichneter Wegweiser im nordwestlichen Island ist, fällt ebenfalls nach dem Fjord zu ab. Auf der Nordseite findet es sich hingegen hoch oben in den steilen Gebirgen und fällt von dort nach dem Gilsfjördur zu ab, wo der Surtarbrandur wiederum in größerer Menge im Küstenrande angetroffen wird. Auf der Nordseite des Gilsfjördur finden sich dagegen die Surtarbrandschichten hoch oben im Gebirge, fallen dann aber mit den Basaltdecken zum Steingrimsfjördur hinunter. Die Entstehung beider Fjorde ist deshalb tektonischen Bewegungen zuzuschreiben und die Senkungen sind später von der Erosion ausgenutzt worden. Wie schon früher bemerkt, scheint der Gilsfjord seicht zu sein und gleichmäßig nach außen abzufallen, während der Hvammsfjördur die Form eines Beckens besitzt. Dieselbe scheint jedoch hier nicht durch Erosion, wie bei anderen Fjorden, sondern durch Senkung entstanden zu sein, da Brüche in der Unterlage sich anscheinend quer über die Mündung erstrecken. Im Hnappadalur werden dergleichen Brüche durch warme und kohlensäurehaltige Quellen bezeichnet, auch befinden sich nördlich vom Hvammsfjördur, am äußersten Ende des Klofningur in gerader Linie erhebliche Dislokationen. Vorausgesetzt, daß das Land zur Zeit der Entstehung der Fjorde Hvammsfjördur und Gilsfjördur im wesentlichen die heutige Form besaß, wäre das Gebiet auch zu klein für die Erosion so großer Fjorde gewesen, gleichviel ob Wasser oder Eis dieselbe veranlaßt hätten.

Auf der nördlichen Seite der Halbinsel Snæfellsnes befinden sich nur wenige und unbedeutende Einschnitte. Die wichtigsten sind Grundarfjördur, Kolgrafarfjördur und Alptafjördur, die Täler sind ebenfalls klein und nicht nennenswert, auch sind auf einer so

---

[1]) T. V. Garde: *Hvammsfjördur opmaalt*, 1896, SKA., Nr. 172.

schmalen Bergkette nicht tiefe Erosionsrinnen zu erwarten. Grundafjördur besitzt nur eine Tiefe von 12—18 Fd. in der Mitte, in seiner Mündung finden sich bei 5—8 Fd. Tiefe Scheren. Kolgrafarfjördur fällt allmählich nach der Mündung zu ab und besitzt durchgängig eine Tiefe von 8—9 Fd., aber eine Rinne in seiner Mitte ist doch 11—13 Fd. tief. Der Alptafjördur ist nicht gelotet worden, doch ist er sehr seicht und ein großer Teil desselben liegt bei der Ebbe trocken.

Leider sind der innere Teil der Bredebucht sowie die vielen kleinen Fjorde an der Küste des Distrikts von Bardaströnd noch nicht gemessen worden. Diese Fjorde, welche keine ökonomische Bedeutung haben, sind besonders in geologischer Hinsicht interessant. Im Sommer 1886 besuchte ich sämtliche auf der Durchreise, konnte mich aber leider nicht so lange hier aufhalten, als ich gewünscht hätte. Diese Fjorde scheinen zu den typisch echten isländischen Fjorden zu gehören, obwohl tektonische Bewegungen auch hier nicht ohne Einfluß gewesen sind. Folgende Fjorde sind an dieser Küste zu bemerken: Vatnsfjördur, Kjálkafjördur, Kerlingarfjördur mit dem Nebenfjord Mjóifjördur, Skálmarfjördur mit dem Nebenfjord Vattarfjördur, Kvígindisfjördur, Kollafjördur, Gufufjördur, Djúpifjördur und Thorskafjördur, ferner Berufjördur, östlich von Reykjanes beim Eingang zum Gilsfjördur. Alle diese Fjorde sind klein, 5—15 km lang; Thorskafjördur ist der längste, ca 20 km. Sie sind sämtlich schmal, von steilen Felsen begrenzt, in der Mitte sehr tief und seichter an der Mündung, und der Boden der Bredebucht außerhalb liegt bedeutend höher. Während der Hauptfjord hier zwischen den Inseln nur eine Tiefe von 7—8 Fd. aufweist, soll die Tiefe innerhalb der Fjorde 80—90 Fd. betragen. Diese schmalen Fjorde sind tiefe, im Basalt ausgehöhlte Bassins.

Von dem westlichsten Fjord, dem Vatnsfjördur, führt ein Tal mit einem See in ein tiefes Felsenbassin, vom Meere durch einen gescheuerten Basaltrücken getrennt, der zum Teil von Moränen bedeckt ist. Eine Menge geschrammte Basaltscheren befinden sich in der Mündung des Fjords, über seine Tiefe konnte ich keine Aufschlüsse erhalten, doch ist sie wahrscheinlich wie bei den anderen Fjorden bedeutender in der Mitte als an der Mündung. Kjálkafjördur soll in der Nähe der Mündung, die durch eine Reihe von Scheren fast versperrt ist, 15 Fd. tief sein, in der Mitte jedoch wenigstens eine Tiefe von 40 Fd. besitzen. Die Tiefe des Kerlingarfjördur wird auf 90 Fd. in der Mitte angegeben, während die Mündung seicht ist und Scheren enthält. In der Mündung des Skálmarfjördur befinden sich ebenfalls Scheren, zwischen denen eine Rinne mit 30 Fd. Tiefe führen soll, während sich innerhalb der Mitte des Fjords, an der westlichen Seite, eine Rinne von 80 Fd. Tiefe befindet, welche dem langgestreckten Gebirgsabhang bis hinein in den Vattarfjördur, der westlichen Verzweigung des Hauptfjords, folgt, wogegen an der östlichen Seite der Grund seicht sein soll. Die Rinne längs der westlichen Küste des Skálmarfjords ist wahrscheinlich ursprünglich durch eine Spalte im Felsenboden entstanden, in den Bergen hinter dem Fjord sind deutliche Risse in derselben Richtung sowie andere quer wahrzunehmen. Kvígindisfjördur ist sehr schmal und an beiden Seiten von steilen Gebirgsabhängen begrenzt; über seine Tiefenverhältnisse erhielt ich keine Auskunft, aber die Mündung ist ebenfalls durch kleine Holme, mit schmalen Sunden dazwischen, gesperrt. Der innerste Teil des Kollafjördur ist seicht, bei dessen Mitte soll sich eine Rinne mit einer Tiefe von 60 Fd. befinden; die Mündung ist flach, außerhalb derselben wird der Meeresboden als sehr seicht angegeben. Von der Halbinsel Skálanes erstreckt sich ein unterseeischer Felsenrücken quer über die Mündung des Thorskafjördur und bei der niedrigsten Ebbe bricht sich die Brandung an demselben; oberhalb ist der Fjord tiefer, jedoch sind Djúpifjördur und Gufufjördur seicht, während sich auf dem Grunde des langen Thorskafjördur eine lange und tiefe Rinne (Álfavakir) befindet. Wie schon früher erwähnt,

ist keiner der hier genannten Fjorde gemessen worden, die wenigen hier mitgeteilten Aufschlüsse habe ich von den Bewohnern der Umgegend erhalten. Diese ganze Fjordgruppe legt Zeugnis von der scheuernden Tätigkeit des Eises ab, deren deutliche Kennzeichen an den Gebirgsabhängen, Gebirgsrücken, am Saume des Meeres und auf Inseln und Scheren zu sehen sind. Moränen sind hier allgemein, und früher oder später haben gewaltige Bergstürze von den steilen Felsenwänden ins Meer hinab stattgefunden, und viele von ihnen konnten schwerlich auf andere Weise in Bewegung gesetzt worden sein, als durch heftige Erdbeben, die früher in einer Landschaft recht allgemein gewesen sein müssen, welche von so vielen Brüchen durchsetzt ist. Die Berge zwischen den Fjorden weisen sehr eigentümliche Formationen auf, häufig gleichen sie einem Boote, den Kiel nach oben gerichtet, am niedrigsten sind sie überall am Ende der Fjorde. Die dreieckige, 500 m hohe Halbinsel Múlanes zwischen den Fjorden Kerlingarfjördur und Skálmarfjördur ist z. B. mit dem Festland durch eine kaum 50—60 m hohe Landzunge verbunden. Die Basaltdecken in diesen Gebirgen haben eine Neigung von 3—5° nach der Bredebucht zu. Die Fjordpartie scheint von dem Hauptland durch einen halbkreisförmigen Bruch, quer der Richtung der Täler, getrennt zu sein; zuweilen sind die offenen Brüche an der Oberfläche zu erkennen, wie in den Tälern Arnarbýlisdalur und Vatnsdalur, auch sind warme Quellen, an Spalten derselben Richtung geknüpft, vorhanden. Außerdem befinden sich an den Felsenwänden alte, mit Rasen bewachsene Risse und terrassenförmige, mit den Fjorden parallel laufende Brüche. Terrainverhältnisse und manches andere sprechen ebenfalls dafür, daß sich hinter diesen schmalen Fjorden alte bogenförmige Dislokationslinien befinden, von denen wiederum radiale Risse nach der Bredebucht hinabführen. Die Anlage dieser Fjorde ist daher wahrscheinlich tektonischen Bewegungen zuzuschreiben, die Spalten haben den Erosionen als Wege gedient, worauf die Fjorde und Täler späterhin von den Gletschern der Eiszeit vertieft worden sind. An der ganzen Nordküste der Bredebucht fallen die Basaltdecken nach dem Meere zu ab, und mit ihnen die von denselben eingeschlossenen Surtarbrandschichten, die sich gegen N und NNW erheben; im Innersten beim Gilsfjördur sind sie dagegen, wie schon früher erwähnt, nach SW zu am höchsten und fallen nach NO zum Steingrimsfjord hinab. Aus dem angeführten wird man ersehen können, daß die Bredebucht gleich der Faxebucht durch Senkungen in der Erdrinde entstanden ist, aller Wahrscheinlichkeit nach ebenfalls in der tertiären Zeit. Wie ich an anderer Stelle nachgewiesen habe, ist Islands südliches Flachland ebenfalls eine Senkung, durch Brüche längs der Gebirgsränder hervorgerufen, auch ist es in der Eiszeit eine Meeresbucht gewesen. Wir haben hier also drei große Buchten von gleicher Gestalt und gleichem Ursprung in einer Reihe im südwestlichen Teil des Landes: die südliche Niederung, deren Boden jetzt am höchsten über dem Meere liegt, die Faxebucht, welche zum Teil seit der Eiszeit trocken gelegt ist, sowie die Bredebucht, die am tiefsten gesunken ist und noch ganz unter Wasser steht.

Wie man auf der Karte sieht, ist die nordwestliche Halbinsel vielfach von einer Menge Fjorde eingeschnitten und zerrissen, die jedoch gegen NW am meisten entwickelt sind. Täler und Fjorde zeigen sich dem Auge als regelmäßige, von den höchsten Kuppen auslaufende Erosionsfurchen, die so regelmäßig in das flache Basaltplateau eingeschnitten sind, daß die tiefen Klüfte der Täler und Fjorde verschwinden; steht man oben auf dem Hochland, so unterscheidet man nichts als öde Kiesflächen und Felsenblöcke mit zerstreuten Schneehaufen in den Vertiefungen. Diese Täler und Fjorde sind ebenfalls unzweifelhaft durch Erosion entstanden, obwohl auch hier, wie wir bald sehen werden, tektonische Bruchlinien bei der Bildung der Erosionskanäle einen leitenden Einfluß gehabt haben.

Von dem südlichsten Fjord, **Patreksfjördur**, fehlen innerhalb der Vatneyri Tiefenmessungen, aber nach außen zu sind folgende Tiefen angegeben: 26, 31, 35, 31, 29, 19

und 16 Fd.; diesen gleichen die Tiefenverhältnisse im Talknafjördur: 18, 32, 30, 23 und 19 Fd. Außerhalb beider Fjorde befindet sich ein breiter Rücken mit 16—20 Fd. Wasser. Die südlichsten Verzweigungen des Arnarfjördur (Surdurfirdir) sind nicht gemessen, aber die Fortsetzung des Hauptfjords ist in ihrem inneren Teile sehr tief; außerhalb Dynjandi besitzt sie eine Tiefe von 60 Fd. und in der Mündung zwischen Andkúla und Langanes 54 Fd. Die Tiefen des Hauptfjords nach außen zu betragen 50, 60, 46, 28 und 35 Fd., außerhalb Lokinhamrar, am Ende in der Mündung sind folgende Tiefen angegeben: 33, 34, 26 und 20 Fd. Arnarfjördur ist demnach bedeutend tiefer im Innern als an der Mündung, wie sich außerhalb der westlichen Fjorde überhaupt ein ziemlich breiter Gürtel mit verhältnismäßig geringer Tiefe, 30—40 Fd., befindet. Der Dýrafjördur hat eine gleichmäßige Neigung abwärts nach der Mündung zu (15, 16, 18, 23, 24 Fd.), aber an der Mündung selbst ist er auf einer Linie quer durch von Skagi bis Höfn seichter (13, 14, 17, 18 Fd.). Önundarfjördur fällt allmählich nach außen ab, ohne Rücken in der Mündung (12, 14, 16, 18, 24 Fd.). Vom Súgandafjördur fehlen Lotungen.

Isafjardardjúp umfaßt mit seinen vielen Verzweigungen eines der größten Fjordsysteme auf Island. Der eigentliche Hauptfjord (20 km breit an der Mündung und 80 km lang) besitzt in seinem innersten Teile zwischen Arngerdareyri und Melgraseyri eine Tiefe von ca 40 Fd., darauf 50—60 Fd. bis außerhalb Ædey, wo der Boden jedoch sehr uneben ist. Dann führt eine breite Rinne nach außen zur Mitte des Fjords mit 65—70, 77 und meistens 80 Fd. Tiefe, aber außerhalb Bolungarvík wird er wieder seichter, und auf einem breiten Gürtel zwischen Grænahlíd und Stigahlíd beträgt die Tiefe durchgehend 50—60 Fd. Die vielen Nebenfjorde sind ebenso wie die Fjorde auf Bardaströnd tiefe schmale Rinnen mit steilen Seiten, auch sind sie, jenen gleich, viel tiefer im Innern als an der Mündung, jedoch bisher nur unvollständig gemessen. Mjóifjördur besitzt folgende Tiefen in der Reihenfolge nach außen: 16, 18, 25, 26, 28, 20 und 6 und 9 Fd. an der Mündung. Skötufjördur ist im Innersten 80 Fd. tief, darauf 50, 70, 54, 47, 49, 46, 45, 28, 38, 27, 46 Fd. tief bei der Halbinsel Ögursnes; hier befindet sich die eigentliche Mündung des Fjords zwischen dieser Halbinsel und der Insel Vigur, denn Hvítanes und Vigur sind durch einen unterseeischen Rücken mit einer Reihe von Scheren verbunden. Hestfjördur ist nicht gemessen, und vom Seydisfjördur fehlen Lotungen im Innern; von der Mitte nach außen zu sind folgende Tiefen angegeben: 27, 29, 21, 8 Fd. Alptafjördur weist in der Mitte Tiefen von 26, 28, 32 und 31 Fd. auf, jedoch fehlen die Lotungen an der Mündung. Skutulsfjördur fällt gleichmäßig nach außen zu ab mit einer Tiefe von 14—19 Fd. Außerhalb der Öffnung dieses Nebenfjords besitzt der Hauptfjord eine Tiefe von 51 und 57 Faden.

Die nördliche Verzweigung des Isafjardardiúp Jökulfirdir mit ihren vielen Armen ist unzulänglich ausgemessen. Ebenso fehlen Lotungen von den Fjorden Leirufjördur, Hrappsfjördur, Lónafjördur und Veidileysa, aber der flache Hesteyrarfjördur ist gemessen und besitzt eine Tiefe von 20—25 Fd. mit gleichmäßiger Neigung zum Hauptfjord hinunter. Nach einer Linie in der Mitte des Jökulfirdir betragen die Tiefen 39, 40, 49, 53, 48, 49 Faden. Südsüdöstlich von Grænahlíd nehmen die Tiefen ab, 20—27 Fd. und 35 Fd., demnach befindet sich also hier eine flache Erhebung quer über die Mündung des Hauptfjords. Die nördlichen kleinen Buchten, welche sich halbkreisförmig in das Basaltplateau einschneiden, haben sämtlich eine gleichmäßige Neigung nach außen bei verhältnismäßig geringer Tiefe: Adalvik 9—20 Fd., Fljót 9—18 Fd., Hlödavík 18—25 Fd., Höfn 10—24 Fd.

Wie aus dem angeführten hervorgeht, sind die Fjorde auf der nordwestlichen Halbinsel durchgängig recht typische Fjorde, durch flachliegende und leicht abfallende Basaltdecken geschnitten; einige der schmaleren sind verhältnismäßig tief im Innern, und die meisten

anderen weisen in der Mitte größere Tiefen als an der Mündung auf oder das Wasser ist außerhalb derselben seichter. Die Täler, welche von den Fjorden auslaufen, sind meistens kurz und endigen mit steilen Zirkustälern; Kare sind sehr allgemein. Merkmale von der scheuernden Tätigkeit des Eises, Schliffflächen und Rundhöcker, kommen sehr häufig vor, nicht so Moränen, die vielleicht während der Eiszeit in das Meer hinausgefegt sind und sich dort auf dem seichten Gürtel gesammelt haben, der sich außerhalb der Fjordmündungen hinzieht. Diese Fjorde, welche sich in nordwestlicher Richtung erstrecken, sind allen Anzeichen nach durch Erosion entstanden, aber ihre erste Anlage scheint von Brüchen im Basaltplateau der Halbinsel herzurühren. Wie ich an anderer Stelle nachzuweisen versucht habe, deuten die zwischen den Basaltbänken eingelagerten Surtarbrandschichten auf mehrere tiefgehende, halbkreisförmige tertiäre Brüche in der Landplatte hin[1]. Die Höhenverhältnisse des Surtarbrandur an verschiedenen Stellen, die Neigung der Basaltdecken sowie Reihen warmer Quellen nach den Bruchlinien machen dergleichen Dislokationen wahrscheinlich. Die bedeutendste Verschiebungslinie scheint der östlichen gebogenen Küste der Isafjordstiefe zu folgen, von der sie sich nach den innersten Verzweigungen des Arnarfjördur und bis zum Talknafjördur hinüberzieht; diese Bruchlinie ist durch eine Menge warmer Quellen, in einem Bogen geordnet, angegeben. Innerhalb dieses Bogens befinden sich drei oder vielleicht mehrere Bruchlinien, welche ebenfalls durch Sprünge im Surtarbrandur, warme Quellen und zuweilen durch offene Brüche verfolgt werden könnten. Die Verschiebung der Stücke zwischen den Bruchlinien kann nicht ohne Einfluß auf die erste Anlage und Richtung der Täler und Fjorde gewesen sein.

Húnaflói (Skagestrandsbucht) ist eine sehr große Bucht mit vielen Verzweigungen, welche sich in die Nordküste von Island zwischen Hornstrandir und Skagi einschneiden. Húnaflói, mit einer Länge von 100 km und einer Breite von 50 km, setzt nach SO den kurzen aber breiten Húnafjördur ab, nach S den Midfjördur und Hrútafjördur, der 35 km lang ist und am tiefsten von allen Fjorden des Nordlandes in das Land hineingreift. Nach W zweigen sich Bitrufjördur, Kollafjördur, Steingrimsfjördur, Bjarnarfjördur und Reykjarfjördur ab. Húnaflói fällt anfänglich außerhalb der Mündung des Hrútafjords gleichmäßig nach außen ab, aber auf einer Linie, die sich von der Halbinsel Vatnsnes quer hinüber zur Bjarnarnes zieht, befinden sich viele Scheren und Untiefen, so daß der Boden sehr uneben ist; darauf ist die Neigung abwärts einigermaßen regelmäßig nach außen zu, aber doch sind mehrere 100 Faden tiefe Einsenkungen im Meeresboden vorhanden, wie außerhalb Kaldrananes und Kaldbaksvík sowie eine kleinere Vertiefung von 100 Fd. zwischen Scheren und Untiefen nordöstlich von Grimsey (im Steingrimsfjördur). Inmitten der Mündung des Húnaflói zieht sich ein unterseeischer Fjord mit einer Tiefe von 100—160 Fd. ungefähr bis 66°. In einer Linie von Skagi aus betragen die Tiefen 53, 60, 58, 55, 60, 72, 55, 38, 33, 34, 35, 37 und 39 Fd., demnach wird das Meer hier 20—25 Viertelmeilen vom Lande entfernt bedeutend seichter. Húnafjördur fällt gleichmäßig nach der Hauptbucht zu ab (19, 22, 17, 27, 32, 40 und 45 Fd.), früher hat er sich ca 20 km in das Land hinein erstreckt und mehre beträchtliche Seen hinterlassen, von denen der Vesturhópsvatn über 40 m tief ist. Midfjördur hat ebenfalls einen gleichmäßigen Fall nach außen (30, 40, 50, 60 Fd.); außerhalb der Landzunge Bálkastadanes, welche diesen Fjord vom Hrútafjördur trennt, befindet sich ein unterseeischer Rücken mit 11, 17 und 30 Fd.; in der Midfjordsrinne am Ende dieses Rückens beträgt die Tiefe nur 43 Fd., demnach ist der Fjord doch etwas seichter an der Mündung als weiter nach innen. Im Hrútafjördur

[1] Th. Thoroddsen: Nogle Iagttagelser over Surtarbrandens geologiske Forhold i det nordvestlige Island (Geol. Fören. Förhandl. XVIII, Stockholm 1896, S. 114—154).

betragen die Tiefen außerhalb Reykir nach außen zu 15, 10, 11, 20, 18 und 24 Fd., und an der Mündung, Kolbeinsá gegenüber, ist der Fjord seichter; in der Nähe der westlichen Küste befindet sich aber eine Rinne mit einer Tiefe von 14—15 Fd. Bitrufjördur fällt einigermaßen gleichmäßig nach außen ab (8, 12, 17, 21, 25, 26, 33, 22, 30 und 33 Fd.); an der südlichen Seite außerhalb Gudlaugshöfdi befindet sich ein unterseeischer Rücken (8, 13, 16, 15 Fd.), an dessen Ende die Fjordrinne seichter ist als im Innern, und nur 11—14 Fd. Tiefe besitzt. Der Steingrimsfjördur teilt sich in zwei Bassins, von denen das innere folgende Tiefen aufweist: 16, 18, 24, 32, 26 und 17 außerhalb Kálfanes; darauf erweitert sich der Fjord und wird ebenfalls sehr viel tiefer, 50—60 Fd., und südlich von Gautshamar ist er sogar 100 Fd. tief, dann wird er aber bald wieder seichter, und östlich von Grimsey zieht sich ein Rücken quer über die Mündung mit folgenden Tiefen von S nach N: 8, 46, 55 und 18 Fd. Reykjarfjördur, der von hohen und steilen Gebirgen umgeben ist, weist am inneren Ende die größte Tiefe von 58 Fd. auf, darauf nach außen zu 51, 46, 43, 45 und 40 Fd., und außerhalb dieses Fjords und Veidileysa befindet sich ein Rücken mit 33, 49, 34 Fd. Wasser.

Ich zweifle nicht daran, daß der Húnaflói ursprünglich eine Senkung ist, von der sich erodierte Fjordrinnen hinaufziehen, was aber geologisch nicht bewiesen werden kann; unsere Kenntnisse sind zu unvollkommen, und der Mangel an leitenden versteinerungsführenden Schichten in der einförmigen Basaltformation macht es häufig beinahe unmöglich, die Dislokationen zu verfolgen, welche stattgefunden haben. Surtarbrandur ist auf der nordwestlichen Halbinsel der beste Wegweiser, aber er fehlt gänzlich auf der Süd- und Ostseite des Húnaflói. Einer der Nebenfjorde des Húnaflói, Steingrimsfjördur, der sich, wie schon früher erwähnt, in zwei Bassins teilt, ist nachweislich durch eine muldenförmige Senkung entstanden, was an den gut entwickelten, versteinerungsführenden Tonschichten im Basalt ersichtlich ist, die sich auf beiden Seiten des Fjords, mit der Neigung nach diesem zu, finden; diese habe ich ausführlich an anderer Stelle beschrieben und kann darauf hinweisen[1]. Die anderen Nebenfjorde scheinen Erosionskanäle zu sein, vielleicht mit Ausnahme des Húnafjördur, der wahrscheinlich durch dieselbe Senkung wie die Hauptbucht hervorgerufen ist.

Die Halbinsel Skagi, welche Húnaflói vom Skagafjördur trennt, hat in geologischer Hinsicht einen ganz eigentümlichen Bau und ist höchst verschieden von den anderen Halbinseln des Nordlandes westlich vom Skálfandi, auch ist sie jünger als jene. Auf meiner Rekognoszierungsreise im Jahre 1896 konnte ich leider infolge ungünstiger Witterung diese interessante Halbinsel nur flüchtig untersuchen. Der südliche Teil derselben besteht aus Basalt mit mehreren neuen Durchbrüchen von Liparit; im äußeren Teile ist die Oberfläche von geschrammtem Dolerit gedeckt, unter welchem sich Tuff, Breccie und Konglomerate befinden. Auf Skagi haben demnach später als auf irgend einer der anderen Halbinseln westlich vom Skálfandi vulkanische Ausbrüche stattgefunden, und es ist daher nicht unwahrscheinlich, daß auf beiden Seiten Senkungen entstanden sind.

Skagafjördur besitzt an der Mündung eine Breite von ca 30 km und eine Länge von ca 40 km. Der innere Teil ist 15—20 Faden tief, jedoch ziehen sich zwei tiefere Rinnen (30—35 Fd.) auf beiden Seiten der Halbinsel Hegranes hinein, die sich nach außen auf Drangey zu in einem unterseeischen Rücken fortsetzt. Demnach ist der Skagafjördur ein doppelter Fjord, eine Fortsetzung der zwei Erosionsrinnen des Hjeradsvötns zu beiden Seiten der felsigen, eisgeschrammten Halbinsel Hegranes. Außerhalb Drangey erstreckt sich ebenfalls eine Reihe von Scheren 5—6 Viertelmeilen nach außen. Übrigens hat der Skagafjord einen regelmäßigen Fall und setzt sich in einem kurzen unterseeischen Fjord, von

[1]) Geol. Fören. Förhandl. XVIII, 1896.



der 100 Faden-Linie begrenzt, durch seichtes Wasser nach außen fort. Drangey besteht aus Tuff, gerade wie die gegenüber befindliche Küste von Selvík bis Keta; diese Tuffmassen sind wahrscheinlich zusammenhängend gewesen, und die fehlenden Glieder durch die Jökel der Eiszeit fortgeführt worden. Das eigentliche Fjordbassin ist demnach älter als der äußere Teil des Skagi und wahrscheinlicherweise tertiären Ursprungs; später ist es von Tuffen und Konglomeraten ausgefüllt worden, die dann wieder durch Gletscher und Erosion anderer Art fortgeführt wurden. Von den kleinen Fjorden, die sich in die gebirgige Halbinsel zwischen Skagafjord und Öfjord einschneiden, ist der Siglufjord am besten ausgemessen; sein Boden ist flach mit ziemlich seichtem Wasser (15—16 Fd.), aber am äußersten Ende ist er etwas seichter, 8—9 Fd. von Siglunes. Hjedinsfjördur (5, 6, 8, 18, 20 und 30 Fd.) und Olafsfjördur (7, 9, 12, 15, 22, 29 und 36 Fd.) fallen gleichmäßig nach außen zur Tiefe ab.

Eyjafjördur (Öfjord) hat eine Länge von 60 km und an der Mündung eine Breite von 15 km, übrigens ist er verhältnismäßig schmal, erweitert sich aber etwas gegen N, je nachdem er mehrere Täler von der westlichen Seite aufnimmt. Der Öfjord wird auf beiden Seiten von hohen Basaltgebirgen begrenzt und ist dem Anschein nach eine regelmäßig und schön entwickelte Erosionsrinne, die sich in einem gleichmäßig abfallenden, 60—70 km langen Tale fast in gerader Linie nach S fortsetzt. Der innere Teil des Öfjord ist 10—30 Fd. tief, und der ganze Fjord fällt gleichmäßig nach außen ab, ohne ein eigentliches Bassin zu bilden; in der Mündung beträgt die Tiefe 80—90 Fd., und die 100 Faden-Linie macht eine schwache Neigung nach innen auf ihn zu.

Das ganze Nordland besteht aus leicht abfallenden oder wagerechten Basaltdecken, aber hier verändert sich plötzlich die Struktur des Landes, indem neuere vulkanische Bergarten in einem breiten Gürtel, der sich bis nach Langanes gegen O erstreckt, zutage treten. Dieses vulkanische Terrain wird gegen W von einer der längsten und deutlichsten Bruchlinien auf Island begrenzt; sie folgt der hohen Westküste des Skjálfandi und dem Bárdartal weit in das Land hinein und läßt sich in einer Länge von 100 km nach S verfolgen. Auf der Ostseite scheint diese vulkanische Strecke von terrassenförmigen Brüchen, östlich vom Thistilfjördur, begrenzt zu sein. Die ganze Senkung ist ungefähr 100 km breit und umfaßt nördlich vom Vatnajökull ein Areal von nahezu 20000 qkm. Es läßt sich nicht mit Sicherheit bestimmen, wann die Entstehung dieser großen Senkung begonnen hat, aber da sich auf Tjörnes, in dem Senkungsgebiet selbst, viele marine Ablagerungen aus der pliocänen Zeit (Crag) finden, muß die Senkung älter sein. Die häufigen Erdbeben und vulkanischen Ausbrüche in diesen Gegenden beweisen, daß die Senkung und Zerstücklung dieser Landplatte noch fortgesetzt wird.

In diesen Teil des Landes erstrecken sich zwei große und tiefe Buchten, Skjálfandi, Axarfjördur und Thistilfjördur; alle drei gleichen einander in Form und Tiefenverhältnissen und sind sämtlich zweifellos durch Senkungen entstanden, auch haben sie keine Ähnlichkeit mit eigentlichen Fjorden. Skjálfandi ist in der Mitte am tiefsten und fällt einigermaßen gleichmäßig nach außen ab (73, 77, 96, 95, 90, 91, 115 Fd.). Axarfjördur weist eine gleiche Tiefe auf, 70—100 Fd. und darüber, und Thistilfjördur besitzt eine Tiefe von 40—60 Fd. und beide fallen ebenfalls gleichmäßig nach außen ab. Der Skjálfandi ist im W von dem hohen und steilen Kinnarfjöll begrenzt. Die Insel Grímsey, 40 km vom Lande entfernt, ist mit der Halbinsel zwischen dem Öfjord und Skjálfandi durch einen breiten Rücken, mit 30—40 Fd. Wasser verbunden. Auf der östlichen Seite des Skjálfandi liegt die Halbinsel Tjörnes, deren Fortsetzung der Mánáreyjar und ein langer, unterseeischer Rücken bilden, wo in neuerer Zeit vulkanische Ausbrüche im Meere beobachtet sein sollen. Heftige Erdbeben kommen auch auf der Halbinsel Tjörnes häufig vor, sowie

bei Axarfjördur und Thistilfjördur. Tjörnes fällt nach O steil zum Axarfjördur ab; der östliche Teil der Halbinsel ist aus Basaltdecken mit 4°—5° Neigung nach NW aufgebaut. An diesen abfallenden Basalthorst lehnen sich ziemlich mächtige pliocäne Bildungen von der Küste des Skjálfandi mit einer Menge Schalenresten aus der Red-Crag-Zeit und bedeutende Einlagerungen von Surtarbrand, wodurch der Beweis geliefert wird, daß die Senkung der Skálfandi-Bucht schon vor der pliocänen Zeit stattgefunden hat. Im Gebiet des Axarfjördur weisen unzählige Fakta auf große vulkanische Senkungen hin, meilenlange offene Klüfte finden sich hier zu Dutzenden, sowie Kraterreihen, gesenkte Streifen Landes usw., was ich ausführlich an anderer Stelle[1]) beschrieben habe. An der westlichen Küste des Axarfjördur senkt sich der Basalthorst auf Tjörnes mit terrassenförmigen Brüchen zur Bucht hinab, Bewegungen auf diesen haben aller Wahrscheinlichkeit nach die gewaltigen Erdbeben zur Folge gehabt, welche im Januar 1885 in diesen Gegenden so große Zerstörungen anrichteten. An der östlichen Küste dieser Bucht entlang ziehen sich offene Spalten nach außen der Melrakkasljetta zu, von denen die größte sich von Valthjófsstadafjall 25 km gegen N 15° W erstreckt. Der Axarfjord ist früher 12—15 km länger gewesen und hat sich über die Niederung nach Asbyrgi erstreckt, wo sich im harten Felsen 40 m ü. d. M. Strandlinien finden. Der Thistilfjord besitzt große Ähnlichkeit mit dem Axarfjord und ist bestimmt ebenfalls durch eine Senkung entstanden, doch sind die Umstände nicht so deutlich zu erkennen, auch habe ich diese Gegend nicht so genau untersucht wie Kelduhverfi. Die östliche neuvulkanische Zunge, Langanes, ist aus Tuff, Breccie und Doleriten aufgebaut; südlich von derselben tritt die Basaltformation wieder bei Bakkaflói hervor.

Alle Fjorde an der Ostküste, nördlich vom Seydisfjördur, besitzen nur geringe Tiefe und fallen gleichmäßig nach außen zu ab, ohne Spuren von inneren Bassins. Eidisvík ist 10—30 Fd. tief; die Bucht Bakkaflói zweigt drei kurze Fjorde, Finnafjördur (10 bis 30 Fd.), Midfjördur (7—30 Fd.) und Bakkafjördur (8—30 Fd.) ab; außerhalb der Mündung dieser Fjorde hat die Bucht selbst eine Tiefe von 30—50 Fd. und eine gleichmäßige Neigung nach dem großen unterseeischen Fjord zu, der sich aufwärts nach Vidvík zu erstreckt und dann eine Biegung nach S nach dem Vopnafjördur zu macht, der eine Tiefe von 10—70 Fd. besitzt. Die Bucht Hjeradsflói sowie Bakkaflói fallen gleichmäßig nach außen ab, erstere ist aber tiefer, 15—70, 80—90 Fd., und ist die Fortsetzung einer unterseeischen Bucht. Die kleinen Fjorde zwischen Hjeradsflói und Seydisfjördur sind nur von geringer Tiefe; Borgarfjördur (8—30 Fd.), Brunavík (3—10 Fd.), Njardvík (4—9 Fd.), Breidavík (3—10 Fd.), Húsavík (4—10 Fd.) und Lodmundarfjördur (7—28 Fd.); der Boden aller dieser Fjorde fällt gleichmäßig ohne weitere Vertiefung schräg nach außen ab. Außerhalb dieser kleinen Fjorde ist das Meer seicht von Glettinganes bis zum Lodmundarfjördur, 20—30 Fd. tief, und es ist anzunehmen, daß das Moränenmaterial dieser Fjorde draußen abgelagert ist.

Seydisfjördur, von ca 1000 m hohen Gebirgen begrenzt, ist etwas tiefer als die nördlichen Fjorde; in der Nähe seines Beginns sind Tiefen von 20—40 Fd. vorhanden, und über die Mitte hinaus findet sich ein längliches Bassin mit einer Tiefe von 40—47 Fd., die Mündung ist etwas seichter zwischen Borgarnes und Skálanes, 30—38 Fd. tief, aber außerhalb dieses niedrigen Rückens zieht sich dort ein unterseeischer Fjord, von der 40 Fd.-Linie begrenzt, nach der Tiefe zu. Der schmale Mjóifjördur, ebenfalls von hohen und steilen Gebirgen begrenzt, besitzt eine ähnliche Tiefe; eine Rinne in der Mitte des Fjords

[1]) Vulkaner i det nordöstlige Island (Bihang till Sv. Vet. Akad. Handl., Bd. XIV, Afd. II, Nr. 5, Stockholm 1888). Fra det nordöstlige Island (Geogr. Tidskr. XIII, 1896).

fällt gleichmäßig nach außen ab (26, 28, 31, 34, 41, 44, 50 und 55 Fd.); darauf vereint sich der Mjóifjördur unterseeisch mit der Nordfjord-Bucht zu einer 60 Fd. tiefen Niederung, von der einige Lotungen Tiefen von 70—79 Fd. angeben. Der Nordfjördur selbst fällt ebenfalls nach außen ab (32, 36, 45 Fd.), sowie der Hellisfjördur (12, 18, 20 Fd.) und der Vidfjördur (20, 28, 30 Fd.). Diese drei kleinen Fjorde vereinigen sich und setzen sich nach N in der oben genannten Niederung fort, die im W von unterseeischen, vom Dalatangi und dem Bardsneshorn auslaufenden Rücken begrenzt werden. Reydarfjördur, einer der größten Fjorde des Ostlandes (30 km lang, 4—5 km breit), teilt sich in zwei Arme, den Innri Reydarfjördur und Eskifjördur; ersterer ist tief bis zum Beginn (24, 40, 48, 44, 57, 66, 68, 74 Fd.), der Eskifjördur dagegen seichter (16, 30, 38, 26, 20 Fd.) und von einem unterseeischen Rücken geschlossen, der vom Hólmatindur ausläuft; dicht an der südwestlichen Seite dieses Gebirges befindet sich in der Mündung des Innri Reydarfjördur ein Bassin, über 70 Fd. tief, worauf der Hauptfjord eine kurze Strecke wieder seichter wird (66 Fd.); dann aber beginnt eine tiefe Rinne, welche der Mitte des Fjordbodens bis zur Mündung folgt und sich dann unterseeisch fortsetzt. Diese Rinne besitzt durchgehend eine Tiefe von 70—90 Fd., aber drei oder vier in derselben befindliche Pfützen weisen Tiefen von 97, 105 und 106 Fd. auf. Außerhalb der Fjordmündung bei Vattarnestangi und Seley finden sich Bänke mit 30—60 Fd. Wasser, die von der Hauptrinne mit 75 Fd. Wasser an dieser Stelle durchschnitten werden. Der Fáskrúdsfjördur ist ziemlich tief, aber flach am Beginn; jedoch ist der Fjord selbst tiefer als das Fahrwasser außerhalb der Mündung (30, 42, 47, 49, 54, 52, 54, 47, 36 Fd.). Der Stödvarfjördur ist etwas seichter, aber weist sonst ähnliche Tiefenverhältnisse auf (20, 23, 26, 30, 34, 29, 20 Fd.). Die Breiddalsvík ist mit Scheren, aus großen Basaltgängen gebildet, angefüllt, die sich quer über die Bucht erstrecken; die Tiefen sind durchgängig gering, aber infolge des unebenen Grundes sehr verschieden und verändern sich in kurzem Abstand. Der südlichste Fjord an der Ostküste, Berufjördur, ist 19 km lang und 2—4 km breit, derselbe ist nicht tief, jedoch tiefer im Innern als an der Mündung; außerhalb Skálavík befindet sich dort ein Bassin mit einer Tiefe von 42 Fd., und ein anderes bei Berunes mit 35—37 Fd. Tiefe; in der Mündung befinden sich bei einer Tiefe von 30 Fd. etliche Scheren, welche das Fahrwasser unsicher machen. Vom Berufjördur zieht sich eine unterseeische Rinne weit in das Meer hinaus[1]).

Aus dem Angeführten geht hervor, daß die Einschnitte an der isländischen Küste zweierlei Art sind, entweder sind es große Buchten, durch Einsenkungen entstanden, oder Fjorde, durch Erosion hervorgerufen; diese letzteren treten entweder als Verzweigungen, von den großen Buchten ausgehend, oder als selbständige Gruppen mit Mündungen in das Meer hinaus, auf. Die Buchten entbehren verschiedene Eigentümlichkeiten, welche charakteristisch für die eigentlichen Fjorde sind, indem sie meistens eine erhebliche Breite und im Verhältnis zur Größe geringe Tiefe besitzen, sowie eine gleichmäßige Neigung des Bodens nach außen haben. Größere Tiefen im Innern der Buchten als an deren Mündungen sind nicht vorhanden, wogegen die Fjorde, welche in die Buchten münden, häufig eine bedeutende Tiefe besitzen und Bassins bilden, deren Boden weit tiefer geht als der der eigentlichen Hauptbucht. Eine Anzahl der größeren Buchten ist nachweislich durch Senkungen und Verwerfungen entstanden; der Ursprung anderer ist weniger sicher, weil die

[1]) Bei der Abfassung dieser Übersicht habe ich alle dänischen und französischen Seekarten benutzt, welche sich in dem Dänischen Seekarten-Archiv befinden, das eine vollständige Sammlung enthält. Im »Geogr. Tidskr.« (XVI, S. 58—82) habe ich 1901 eine Abhandlung über »Islands Fjorde og Bugter« veröffentlicht. Seitdem hat Dr. F. Nansen in seinem Werke »The Bathymetrical Features of the North Polar Seas«, Kristiania 1904, verschiedene Tiefenkarten und Profile von der isländischen Küste publiziert, auf welche ich auch verweisen kann.

geologischen Verhältnisse nicht genügend in den Einzelheiten bekannt sind, jedoch wird es sich meiner Ansicht nach wohl zeigen, daß ihre Entstehung denselben Ursachen zuzuschreiben ist. Wie schon früher erwähnt, ist die Faxaflói mit der dazu gehörigen Niederung ein großer Kesselbruch, ebenso Breidifjördur, obwohl die Verhältnisse hier weniger klar sind. Die Landplatte unter der Bredebucht ist tiefer gesenkt, und lokale Verwerfungen scheinen zwei große Verzweigungen der Bucht, Hvammsfjördur und Gilsfjördur, veranlaßt zu haben. Kleinere Kesselbrüche haben von dem Senkungsgebiet des Breidifjördur in die Nordküste eingegriffen (Bardaströnd), und hier sind später tiefe und enge Fjorde durch die Basaltmassen zur Bucht hinab ausgehöhlt worden. Eine ähnliche kesselförmige Senkung begann sich auf der nordwestlichen Halbinsel mit der Öffnung nach NW zu bilden, blieb aber unvollständig und es entstanden mehrere konzentrische Brüche, terrassenförmig abfallend, was sich deutlich in den Verwerfungen des Surtarbrandur zeigt. Diese Brüche sind ebenfalls älter als die Fjorde, zu denen sie die Grundlage gelegt haben, indem sie die ersten Erosionsrinnen boten.

Faxaflói und Breidifjördur sind gleich den Brüchen auf der nordwestlichen Halbinsel bogenförmige Senkungen, tertiären, wahrscheinlich spätmiocänen Ursprungs, welche in die basaltische Hauptmasse von Island eingegriffen haben. Die Senkungen haben gegen NW begonnen, so daß Faxaflói die jüngste ist. An der Südküste haben die zirkelförmigen, eingreifenden Senkungen fortgesetzt stattgefunden. Die südliche Niederung zwischen Reykjanes und Eyjafjallajökull bildet, wie ich schon früher nachgewiesen habe, ein großes Senkungsgebiet, das während der Eiszeit vom Meere bedeckt war und damals eine große Bucht in das Land eingeschnitten hat. Die Senkung hat wahrscheinlich schon im Pliocän begonnen und setzt sich noch heute fort; die vielen heftigen Erdbeben, welche diese Gegend in historischer Zeit heimgesucht haben, legen Zeugnis von den fortgesetzten Bewegungen auf Bruchlinien ab, welche die unter der Niederung befindliche Landplatte in mehrere Stücke[1]) teilen. Die ältesten Senkungsgebiete, die nordwestliche Halbinsel und die Bredebucht, sind bereits seit langer Zeit zur Ruhe gekommen. In historischer Zeit hat man hier keine Erderschütterungen von Bedeutung wahrgenommen, dagegen setzen sich die Bewegungen auf den Bruchlinien des Faxaflói noch heute fort; schwache Erderschütterungen kommen häufig in der Umgegend dieser Bucht vor, und auf dem jüngsten Senkungsgebiet, in der südlichen Niederung, gehören heftige Erdbeben zur Tagesordnung. Im Bezirk von Vester-Skaptafell hat sich das Meer während der Eiszeit mehrere Meilen weit in das Land hinein erstreckt und eine breite aber kurze Bucht zwischen dem Mýrdalsjökull und Öræfajökull gebildet; größere Senkungen sind hier kaum vorgekommen, aber die langen vulkanischen Spalten, Eldgjá und Laki, sind große und neue Brüche, und es ist nicht ausgeschlossen, daß derartige Brüche künftig Senkungen in diesen Gegenden veranlassen können.

Die westlichsten von den großen Buchten des Nordlandes, Húnaflói und Skagafjördur, sind wahrscheinlich ebenfalls durch Senkungen entstanden, aber die geologischen Verhältnisse sind hier in den Einzelheiten noch zu wenig untersucht. Der Steingrímsfjördur, der sich vom Húnaflói gegen W einschneidet, ist durch Senkungen hervorgerufen, wie wir früher erwähnt haben, und an der westlichen Seite des Húnaflói finden sich in den Basaltgebirgen mehrere bedeutende Brüche. Eyjafjördur ist eine Erosionsrinne, und hier scheinen Verwerfungen keine besondere Rolle gespielt zu haben, dagegen sind zweifellos Skjálfandi und Axarfjördur durch Senkungen im Pliocän entstanden; bei diesen Buchten finden sich viele Verwerfungen und offene Brüche, auch weisen die häufigen Erdbeben auf fortgesetzte Bewegungen auf den dortigen Bruchlinien hin. Die Buchten

[1]) Geogr. Tidskr. XIV, S. 93—113; XV, S. 93—121. Pet. Mitt. 1901, S. 53—56 und Taf. 5.

Thistilfjördur, Bakkaflói, Vopnafjördur und Hjeradsflói im nordöstlichen Island entbehren die für die eigentlichen Fjorde charakterischen Kennzeichen, und sie verdanken vielleicht Senkungen in Verbindung mit Erosion ihre Entstehung, aber die geologischen Verhältnisse sind in den Einzelheiten noch zu wenig bekannt. Bei dem Thistilfjördur befindet sich die Grenze zwischen der Tuff- und Basaltformation mit Bruchlinien nach S—SW und vom Hjeradsflói erstrecken sich die Täler Fljótsdalur und Jökuldalur in derselben Richtung weit in das Land hinein; wahrscheinlich haben Verwerfungen, welche die hohen Fjordgebirge des Ostlandes von dem inneren Hochlande trennen, die erste Anlage zu diesen langen Tälern hervorgerufen. Nach unseren heutigen Kenntnissen von Islands Geologie scheint demnach die Annahme gerechtfertigt, daß alle größeren isländischen Buchten tektonischen Ursprungs sind und daß sie durch Senkungen, wahrscheinlich in der tertiären Zeit, entstanden sind.

Wenn wir darauf zur Besprechung der eigentlichen Fjorde übergehen, wird es sich zeigen, daß sie im wesentlichen dieselben Eigenschaften wie die Fjorde anderer Länder besitzen, aber weder so tief noch so verzweigt wie die Fjorde in Grönland und Norwegen sind, auch fehlen in Island die tiefen Sunde, welche in mehreren Ländern die einzelnen Fjorde verbinden. Die isländischen Fjorde sind ausschließlich an den Basalt geknüpft und bestehen aus tiefen, in das Basaltplateau eingeschnittenen Rinnen.

Es gibt nur zwei größere Fjordgruppen, welche in das offene Meer münden, die eine auf der nordwestlichen Halbinsel (8 Hauptfjorde mit 18 Nebenfjorden) und die andere an der Ostküste zwischen Hjeradsflói und Lón (10 Hauptfjorde mit drei kleinen Nebenfjorden). Im Westland beträgt die Tiefe der Fjordtäler vom Gebirgsrande bis zum Wasser meistens 500—600 m, im Ostlande 600—1000 m. Bei den Fjorden, die in das offene Meer münden, steht die Tiefe unter der Meeresfläche in engem Verhältnis zur Größe, was nicht von den Nebenfjorden gilt. Im Westlande besitzen die kleineren Fjorde nur eine Tiefe von ca 60 m, die der größeren (Arnarfjördur, Isafjardardiúp, Jökulfirdir) beträgt 100—150 m; im Ostlande sind die kleineren Fjorde 80—100 m tief und der größte, Reydarfjördur, besitzt eine Tiefe von 200 m. Alle Fjorde sind schmal im Verhältnis zur Länge; die des Ostlandes haben eine Breite von 2—5 km, im Westlande sind sie breiter (4—7 km), und die breitesten 10—12 km. Wie wir gesehen haben, fallen die isländischen Fjorde häufig nach außen gleichmäßig ab, obwohl mehrere von ihnen im Innern tiefer sind als in der Mündung, jedoch ist die Verschiedenheit in der Tiefe selten beträchtlich. Folgende Fjorde im Westlande weisen im Innern eine größere Tiefe als an der Mündung auf: Patreksfjördur 36 m, Tálknafjördur 24 m, Arnarfjördur 75 m, Isafjardardiúp 38 m, Jökulfirdir 49 m; im Ostlande Seydisfjördur 32 m, Beydarfjördur 58 m, Fáskrúdsfjördur 34 m, Stödvarfjördur 26 m, Berufjördur 15 m. Die Tiefe der Fjordmündungen ist etwas veränderlich, die der westlichen Fjorde schwankt zwischen 30—50 m (durchschnittlich 40 m), mit Ausnahme des Isafjardardiúp, dessen Öffnung eine Tiefe von ca 110 m besitzt. Im Ostlande ist der Unterschied größer und schwankt zwischen 40—100 m, der Durchschnitt beträgt 64 m, aber ebenso wie hier bildet im Westlande der größte Fjord (Reydarfjördur) eine Ausnahme, indem die mittelste Rinne in seiner Mündung eine Tiefe von 140 m aufweist. Die Durchschnittstiefe der 16 besprochenen Fjordmündungen im Ost- und Westlande (die beiden tiefsten eingeschlossen) beträgt 62 m. Der einzige größere selbständige Fjord des Nordlandes, Eyjafjördur, fällt gleichmäßig nach außen ab, ebenso die drei kleinen Fjorde, welche sich in die gebirgige Halbinsel zwischen dem Öfjord und der Skagafjordsbucht einschneiden. Die größeren Buchten im Nordlande sind bereits besprochen worden; sie sind durch Senkungen im Verein mit Erosion entstanden, aber ihre geologischen Verhältnisse sind in den Einzelheiten nicht genügend bekannt.

Die Gruppen der Nebenfjorde, welche in große Buchten oder Fjorde münden, sind

häufig bedeutend tiefer als der Hauptfjord, besonders sind die schon früher beschriebenen kleinen Fjorde auf Bardaströnd charakteristisch. Dieselbe weisen im Innern eine Tiefe bis 170 m auf, während die Bredebucht außerhalb nur 12—15 m tief ist. Der in die Faxebucht mündende Hvalfjord besitzt eine Tiefe von 190 m, während dieselbe in der Mündung nur 25—30 m beträgt. Ebenso sind die Nebenfjorde des Isafjardardiúp tiefer als der Hauptfjord außerhalb ihrer Mündungen; der Skötufjördur ist im Innern 150 m, in seiner Mündung hingegen nur 50 m tief. Der Nebenfjord des Húnaflói, Steingrimsfjördur, besitzt eine Tiefe von 190 m, während die Bucht außerhalb seichter ist, und die anderen weniger tiefen Nebenfjorde sind auch vom Hauptfjord durch unterseeische Rücken abgesperrt.

Wie man sieht, sind die Tiefen der isländischen Fjorde bedeutend geringer als die der norwegischen, welche im Innern ganz allgemein eine Tiefe von 400—500 m besitzen, im Sognefjord hat man sogar eine Tiefe von 1244 m gemessen, während das Meer außerhalb nur 130—200 m[1]) tief ist. Auf Island übersteigen die bedeutendsten Fjordtiefen nicht 200 m, und das Meer weist gewöhnlich, 10—20 km von den Fjordmündungen entfernt, eine Tiefe von 110—130 m auf.

Die isländischen Fjorde gehen regelmäßig strahlenförmig vom Hochlande aus und sind denselben Gesetzen wie Täler und Flüsse unterworfen; zweifellos sind sie ebenfalls durch Erosion hervorgebracht, dergestalt, daß die Täler schon in der tertiären Zeit (Pliocän) durch die Arbeit der Flüsse entstanden sind und später von den Gletschern der Eiszeit vertieft wurden. Wie schon früher angedeutet wurde, steht die erste Anlage der Erosionsrinnen auf der nordwestlichen Halbinsel in Verbindung mit den tertiären (spätmiocän) Verwerfungen, wohingegen im Ostlande nichts dergleichen nachgewiesen werden kann. Obwohl die Buchten durch Senkungen entstanden, ist keine Wahrscheinlichkeit vorhanden, daß irgendeiner der eigentlichen typischen Fjorde durch Grabensenkungen oder ähnliche tektonische Bewegungen gebildet wurde, obwohl diese sonst in den vulkanischen Gegenden Islands sehr allgemein sind. Im Gegenteil tragen alle das Gepräge der Erosion quer durch die dicke Reihe von Basaltdecken mit den dazu gehörigen Gängen, die häufig quer über Täler, ja selbst über so breite Fjorde, wie Isafjardardiúp, verfolgt werden können.

Fjordtäler, Scheren an den Mündungen der Fjorde und Felsen längs der Küste zeigen sich allerwegen vom Eise geschrammt, wo die Oberfläche nicht später verwittert ist. Daß die Fjorde im festen Basalt ausgehöhlte Bassins sind, läßt sich zuweilen nachweisen; so sind die Mündungen von einigen der tiefsten Fjorde auf Bardaströnd von Reihen geschrammter Scheren geschlossen, tiefe Talseen, wie z. B. im Vatnsfjördur auf Bardaströnd, Skorradalsvatn und Lagarfljót sind von geschrammten Basaltrücken gesperrt usw. Bisher hat man die Fjordtiefen nicht als durch die vielfach angefochtene Eiserosion erklären können, und nach den Verhältnissen auf Island kann ich mir auch nicht denken, daß die Fjorde auf andere Weise ausgegraben wurden. Wie schon erwähnt, weisen alle kleineren Fjorde mit den Mündungen in das offene Meer geringere Tiefen auf, vielleicht weil die Gletscher hier freien Abfluß zum Meere hatten; daß die großen Fjorde von größerer Tiefe sind, ist dadurch zu erklären, daß sowohl die ursprünglichen Erosionsrinnen infolge der bedeutenderen Wassermassen tiefer und entwickelter waren, und daß das Eis hier größere Mächtigkeit besaß. Die kleinen Nebenfjorde der größeren Buchten sind vielleicht durch Gletscherzungen ausgetieft worden, die auf ihrem Wege durch enge und schmale Täler von den großen Jökeln des Hauptfjords aufgehalten und gezwungen wurden, sich tiefer einzugraben.

---

[1]) **A. Helland**: Om Dannelsen af Fjordene, Fjorddalene, Indsöern og Havbankerne (Öfversigt af Kongl. Vetenskaps-Akademiens Forhandlingar, Stockholm 1875). **O. Nordenskjöld**: Topographisch-geologische Studien in Fjordgebieten (Bull. of Geol. Inst. of Upsala, Nr. 8, Bd. IV, Part. II, 1899, Upsala 1900).



Wie weit hinaus die Gletscher der Eiszeit sich in den großen Buchten erstreckten, läßt sich nicht mit Sicherheit bestimmen. Die Inseln in der Bredebucht und Isafjardardiúp sind gescheuert, demnach müssen die Gletscher wenigstens die Mitte dieser Buchten überschritten haben. Die Untiefen außerhalb der Fjorde an der nordwestlichen Halbinsel verdanken wahrscheinlich alten Moränen ihre Entstehung, und ähnliche Bänke scheinen an der Ostküste recht allgemein zu sein. Die Moränen in den Tälern sind verhältnismäßig von geringer Mächtigkeit, der größte Teil des Gletschergerölles ist in das Meer hinausgefegt worden. Die Schuttbänke außerhalb der Küste in Verbindung mit den Fjordmündungen müssen einigermaßen eine Vorstellung von der Höhe des Landes über dem Meere während der Eiszeit geben; nach den vorliegenden Fakta ist die Landhöhe damals wohl kaum mehr als ca 100 m über der jetzigen Strandlinie gewesen, wenigstens sind mir keine Beweise für einen höher gelegenen Strand in der Eiszeit selbst bekannt. Daß die inneren Fjordtiefen bis zu 200 m hinabreichen können, beweist nichts mit Rücksicht auf die alte Strandlinie; vorausgesetzt, daß die Fjorde damals mit Eis angefüllte Täler waren und die Gletscher erodieren können, würden die Gletscher natürlicherweise imstande gewesen sein, Felsenbassins, die weit tiefer reichten als die damalige Strandlinie, auszuhöhlen, so daß Becken im Boden der Täler entstanden, wie das Bassin im Lagarfljót, das eine Tiefe von 84 m unter dem jetzigen Meeresspiegel aufweist. Zur Feststellung der Landhöhe während der Eiszeit ist die Tiefe der Fjordmündungen maßgebend. Am Schlusse der Eiszeit erreichte die Küstenlinie wieder eine Höhe von 80 m über dem heutigen Meerespiegel und hat sich seitdem gesenkt.

Unterseeische Fjorde.

Island steht wie die naheliegenden Länder auf einem unterseeischen Plateau, das ungefähr von der 100 Faden-Linie begrenzt ist. Die größte Breite des Plateaus erreicht 100 km und darüber, aber seine Steilheit hinab zur Meerestiefe ist verschieden; am steilsten ist der Abfall südlich von Island, wo der Meeresboden in einem Abstand von nur 18 km sich von 100 Fd. bis zu 700 Fd. senkt. Hier ist der Rand des Plateaus auch der Küste zunächst gelegen, nur 20 km von dieser entfernt, obwohl man gerade hier große Ablagerungen von glazialem und postglazialem Geschiebe vermuten könnte, denn oberhalb befinden sich die höchsten Jökel von Island, welche in der Gegenwart durch die Gletscherflüsse unglaubliche Massen von Schutt und Geschiebe hinabführen; die Gletscher ruhen hier auf Tuff und Breccie, die von Gletschern und Gletscherflüssen leicht angegriffen und verändert werden, und kleine seichte Fjorde und Lagunen sind sogar in historischer Zeit von den unter dem Eise verborgenen Vulkanen durch die Felsmassen und den Schutt, welchen die Gletscherstürze mitführen, ausgefüllt worden. Vielleicht kann auch die Küstenströmung, welche das Treibeis nach W längs der Südküste zu den Vestmanninseln führt, dazu beigetragen haben, die Erosionsprodukte weiter zu befördern. Außerhalb der nordwestlichen Halbinsel ist das Plateau durchgängig 90—100 km breit und schrägt gleichmäßig nach dem Ozean ab, so daß in gerader Linie von Snæfellsnes erst ca 280 km von der Küste entfernt eine Tiefe von 700 Fd. gemessen wird. Das ganze Plateau bildet von der 100 Faden-Linie eine gleichmäßig ansteigende Fläche zur Küste hinauf, und zwischen den fjordähnlichen Einschnitten, welche wir sogleich besprechen werden, finden sich dort auf dem Meeresboden sehr wenige Unebenheiten von Bedeutung.

Die vielen regelmäßigen Einschnitte und Windungen der 100 Faden-Linie rund um die isländische Küste bezeichnen unterseeische Fjorde, welche in äußerst naher Beziehung zu den überseeischen Tal- und Fjordsystemen von Island stehen. Eine genaue Beschreibung aller dieser Fjordrinnen zu geben, ist einstweilen unmöglich, da noch zu wenige



Lotungen vorgenommen sind. Den Vermessungen der dänischen Marine in den letzten Jahren ist es zu danken, daß die Tiefenverhältnisse an der Ostküste doch wohlbekannt sind. Auf den breiten Untiefen außerhalb der nordwestlichen Halbinsel scheinen auf dem Meeresboden, von den einzelnen Fjorden ausgehend, keine Rinnen von Bedeutung vorhanden zu sein. Erst 18 Viertelmeilen außerhalb Adalvik befindet sich eine Einbiegung der 100 Faden-Linie, ein Grund, von dem jedoch nur wenige Lotungen vorhanden sind (100, 108, 117, 129 Fd.); diese Vertiefung kann vielleicht eine Fortsetzung des Isafjardardiúp angesehen werden. Eine andere noch steilere Niederung, mit einem ziemlich plötzlichen Falle von 60—70 Fd. bis 100 Fd., befindet sich 22 Viertelmeilen nördlich von der Landzunge Kjögur, jedoch scheint sie nicht eine direkte Fortsetzung der Erosionskanäle auf dem Lande zu sein. Nach den beiden großen Buchten an der Westküste, Breidifjördur und Faxaflói. windet sich die 100 Faden-Linie in langen Krümmungen nach innen zu, von denen die nördliche eine scharf abgegrenzte Rinne in die Bredebucht hinein bildet und sich mit der früher genannten Kolluáll bis gegen Höskuldsey fortsetzt; sie wird von jähen Abstürzen von 70—80 Fd. begrenzt, erweitert sich nach dem Meere zu und macht eine Biegung nach SW; am tiefsten ist sie nordwestlich von Snæfellsnes (150 Fd.), wird aber darauf wieder seichter. Die Vertiefung außerhalb Faxaflói ist nur eine gleichmäßig abfallende Fortsetzung dieser Bucht.

Alle größeren Buchten des Nordlandes setzen sich in unterseeischen Rinnen und Fjorden fort, die sich ganz regelmäßig in die unterseeische Küste einschneiden. Húnaflói ist, wie schon früher erwähnt, ein an Scheren reiches Fahrwasser mit unebenem Grunde, aber man kann doch eine tiefere Rinne in der Mitte verfolgen, die sich in einem breiten unterseeischen Fjord unterhalb der 100 Faden-Linie fortsetzt; sie ist gegen 50 Viertelmeilen lang und 10—15 Viertelmeilen breit, scheint in der Nähe des Landes etwas tiefer zu werden und erreicht südlich von der Mitte eine Tiefe von 150—160 Fd.; sie ist gleich den anderen flach und ohne scharf abgegrenzte Ränder. Vom Skagi läuft ein sehr langer unterseeischer Rücken aus, der die Tiefe des Húnaflói von einer anderen trennt, die sich bis zur Untiefe von Grímsey erstreckt und sich nach dem Skagafjord und Öfjörd hin verzweigt; diese Vertiefung ist 40 Seemeilen lang und ungefähr ebenso breit, die Tiefe unter der 100 Faden-Linie schwankt zwischen 20—60 Fd. mit einzelnen lokalen Senkungen nach O. Skjálfandi, Axarfjördur und Thistilfjördur setzen sich in unterseeischen Vertiefungen fort, und die 100 Faden-Linie schneidet tief hinein, so daß sie in den beiden ersteren nur 8—10 Seemeilen vom Lande entfernt ist; die Niederungen haben einen flachen Boden und geringe Tiefe, etwa 10—15 Fd. unter der 100 Faden-Linie.

Die neueren dänischen hydrographischen Untersuchungen haben eine vorzügliche Übersicht über die Skulptur des Meerbodens an der Ostküste ergeben. Südlich von der Halbinsel Langanes zieht sich eine 40 Seemeilen lange und 4—10 Seemeilen breite unterseeische Niederung nach innen zum Bakkaflói, jedoch biegt die Spitze derselben nach S auf die Vidvik zu ab; sie hat einen platten Boden ist durchgängig 20—30 Fd. tief, einige Lotungen von mehr als 40 Fd.[1]) sind von dem inneren Teile vorhanden. Von der Vidvikurheidi aus zieht sich eine lange, ziemlich breite Untiefe, welche die Bakkaflói-Tiefe von der des Hjeradsflói trennt, nach dem Hjeradsflói zu hin; letztere Tiefe ist unregelmäßiger geformt und mit einer Breite von 20—30 Seem. und einer Tiefe von 10—40 Fd. mit einem einigermaßen gleichmäßigen Falle nach außen. Die Tiefe des Hjeradsflói wird von der des Seydisfjördur durch eine spitz auslaufende unterseeische Landzunge getrennt. Die Seydisfjördur-Tiefe ist einigermaßen regelmäßig wie ein Fjord gestaltet, erstreckt sich

[1]) Hier wie überall unter dem Plateau oder der 100 Faden-Linie gerechnet.



bis in den Seydisfjördur hinein und besitzt eine Länge von 30—40 Seem., eine Breite von 3—10 Seem. und 20—30 Fd. Tiefe. Etwas südlicher zieht sich eine kürzere Bucht mit ähnlicher Tiefe in die Untiefen hinein, aber sie scheint nicht in irgendwelcher Verbindung mit den Niederungen und Fjorden an der Küste zu stehen. Hierauf wird der Meeresboden nach S längs der Küste wesentlich unebener, jedoch sind die Höhenunterschiede nicht groß und das Plateau steigt, trotz seiner etwas wellenförmigen Oberfläche, einigermaßen gleichmäßig zur Küste an; die 100 Faden-Linie entfernt sich 40—45 Seem. vom Lande, schneidet aber doch an drei Stellen, nach dem Reydarfjördur, dem Berufjördur und gegen Lón zu, ein. Die Reydarfjords-Tiefe, eine Fortsetzung des Reydarfjördur, ist in der Mündung 5 Seem. breit und 30 Fd. tief, es kann also eine Rinne bis in den Boden des Reydarfjördur hinein verfolgt werden, und sie ist demnach im ganzen ca 55 Seem. lang; unterhalb der 100 Faden-Linie ist dieser unterseeische Fjord kurz, nur 18 Seem. lang, nach S zweigt er einen kleineren Ausläufer ab. Die Berufjördur-Tiefe erstreckt sich gegen NW und ist unterhalb der 100 Faden-Linie bedeutend länger (25 Seem.), aber etwas seichter (10—20 Fd.) und schmäler (1—4 Seem.); sie scheint mit dem Berufjördur in Verbindung zu stehen, jedoch ist der unterseeische Kanal nicht ganz deutlich, da der Meeresboden hier, und besonders in der Nähe des Landes, uneben ist. Die Lóns-Tiefe, die südlichste des Ostlandes, ist innerhalb der 100 Faden-Linie 24 Seem. lang und 5—8 Seem. breit, die Tiefe beträgt 10—30 Fd., sie ist eine Fortsetzung der Erosionskanäle im Lón, wo sich kein eigentlicher Fjord mehr findet, da derselbe mit fluvioglazialem Schutt ausgefüllt ist.

Die Südküste ist flach und sandig, ohne Fjorde und Einschnitte, aber wie schon früher erwähnt, fällt das unterseeische Plateau außerhalb des Mýrdalsjökull; wo die unterseeische Fläche breiter ist (30—40 Seem.), finden sich auf dem Meeresboden drei Fjord-Vertiefungen, obgleich keine eigentlichen Fjordrinnen an der Küste vorhanden sind. Die östlichste verfolgt die Richtung nach der Lagune-Hornafjördur zu, die mittelste findet sich außerhalb Breidamerkursandur und die westlichste außerhalb Skeidarársandur; alle können als Fortsetzungen der wasserreichen Flußläufe an der Küste, Hornafjardarfljót, Jökulsá und Skeidará, angesehen werden. Die Hornafjardar-Tiefe ist innerhalb der 100 Faden-Linie 9 Seem. lang und 5 Seem. breit und besitzt eine Tiefe von 7—10 Fd. Die Jökulsá-Tiefe hat eine Länge von 18 Seem. und eine Breite von 6 Seem., die Tiefe beträgt 6—10 Fd. Die Skeidarár-Tiefe ist 16 Seem. lang und 9 Seem. breit, die ansehnliche Tiefe beträgt ungefähr 50—60 Fd. So findet sich auch außerhalb Skaptá eine schmale Rinne, die Skaptá-Tiefe, die unter der 100 Faden-Linie 12 Seem. lang, 2—3 Seem. breit sowie 2—16 Fd. tief ist. Außerhalb Hjörleifshöfdi findet sich gleichfalls die sog. Reynis-Tiefe, 5 Seem. lang, 4 Seem. breit und gegen 20 Fd. tief. Auf der flachen und sandigen Küste sind jedoch keine Talbildungen als Fortsetzungen dieser fünf letzten Tiefen vorhanden, und seit ihrer Entstehung muß eine wesentliche Veränderung mit der Skulptur des Landes vorgegangen sein. Außerhalb Eyjafjöll findet sich die Eyjafjalla-Tiefe, ein unbedeutender Einschnitt mit einer Tiefe von nahezu 10 Fd., aber bei Reykjanes schneiden sich zwei große Buchten in das unterseeische Plateau, die Selvogs-Tiefe, 25 Seem. lang, 20 Seem. breit und 10—50 Fd. tief, sowie die Reykjanes-Tiefe, 20 Seem. lang, 17 Seem. breit und 10—40 Fd. tief; letztere schneidet sich gegen NW mit zwei Verzweigungen in den langen unterseeischen, vulkanischen Rücken bei Geirfuglasker ein. Beide Tiefen stehen in keiner Verbindung mit den Erosionsrinnen an der Küste.

Da die Oberflächenverhältnisse des Meerbodens nicht leicht in Einzelheiten geschildert werden können, erlaube ich mir auf die neuen See- und Fischereikarten hinzuweisen, welche das dänische Seekarten-Archiv herausgegeben hat[1]).

[1]) Langanes—Vestrahorn 1901, SKA. Nr. 189, 1:250000; Bakkaflói—Kollumúli, Nr. 190, 1:80000;

Aus dem angeführten geht hervor, daß das isländische unterseeische Plateau auf allen Seiten von Fjordrinnen durchschnitten ist, welche an den meisten Stellen ungefähr den heutigen größeren überseeischen Erosionslinien entsprechen, die von dem inneren isländischen Hochlande nach allen Seiten strahlenförmig ausgehen. Die Gestalt des Landes im allgemeinen, die äußere Skulptur sowie die Höhenverhältnisse können sich kaum in den Basaltgegenden wesentlich verändert haben, seitdem die unterseeischen Fjorde gebildet wurden, dagegen ist die Wahrscheinlichkeit nicht ausgeschlossen, daß recht bedeutende Veränderungen in gewissen Teilen des Tuffgürtels vor sich gegangen sind. Das ebene unterseeische Plateau ist seit seiner Entstehung von größeren Senkungen oder Brüchen verschont geblieben; aller Wahrscheinlichkeit nach ist es an vielen Stellen mit einer dicken Lage loser Massen bedeckt, die auf den Strecken, wo die Tiefenverhältnisse genau untersucht sind, mit einer schwach wellenförmigen Oberfläche hervortreten, in welche sich dann, und vielleicht auch danach in den darunterliegenden Basalt, die Fjorde regelmäßig eingeschnitten haben. Diese Fjorde sind mit Rücksicht auf die Tiefenverhältnisse recht verschieden von den isländischen überseeischen Tal- und Fjordsystemen und sind zum größten Teile mit Erosionsrinnen zu vergleichen, die während einer langsamen, negativen Verschiebung der Strandlinie auf einem schwach abfallenden Küstenlande mit dahinterliegenden Gebirgen entstehen; sie sind nicht verzweigt, auch haben die aushöhlenden Ströme den kürzesten Weg zur Küste gesucht. Die unterseeischen Fjorde sind sämtlich von geringer Tiefe und schneiden sich meistens nur 20—60 m in das Plateau ein, während die überseeischen Fjordtäler vom Gebirgsrande bis zum Boden eine Tiefe von 500—1000 m besitzen; die unterseeischen Rinnen sind nicht von scharfen Kanten, sondern von sanft abfallenden Abhängen begrenzt, und alle erstrecken sich bis zur Kante des Plateaus; ihre Länge unterhalb der 100 Faden-Linie ist verschieden, aber alle Rinnen können mehr oder weniger deutlich bis in die Küste hinein verfolgt werden. Infolge der verschiedenen Breite des Plateaus sind diese Fjorde von verschiedener Länge, die wenigstens ca 50, höchstens 150 km beträgt; die meisten sind gegen 100 km lang. Der Boden schrägt am häufigsten gleichmäßig nach außen ab, jedoch haben einige Fjorde tiefere Partien im Innern; inwiefern dieselben wirklichen Senkungen im festen Felsen oder der verschiedenartigen Ablagerung des Schuttes zuzuschreiben sind, läßt sich nicht so leicht entscheiden. Alle Fjorde erstrecken sich beinahe gleich tief hinab, so daß ihre Mündung sich ungefähr in einer Tiefe von 145 Fd. (245 m) befindet; unterhalb einer Tiefe von 250 m verschwinden sie beinahe vollständig, und es ist anzunehmen, daß die Küstenlinie in diesem Niveau gelegen hat, als sich die Fjorde bildeten. Einige der unterseeischen Niederungen sind vielleicht durch Senkungen in der ursprünglichen Länderplatte entstanden, wie z. B. die Fortsetzung des Breidifjördur, Faxaflói und Hjeradsflói, welche älteren Ursprungs als das Plateau ist; dagegen sind keine Niederungen im Meeresboden außerhalb des südlichen Tieflandes vorhanden, welches ebenfalls jünger und nicht so tief gesenkt ist.

Es läßt sich kaum denken, daß das unterseeische Plateau auf andere Weise als durch marine Abrasion während einer positiven Bewegung der Strandlinie entstanden ist. Wann dies geschah, kann auf Island mit ziemlicher Sicherheit bestimmt werden. Die unterseeische Plateauplatte schneidet, wie alle Abrasionsflächen, das Land wagerecht ab, ohne Rücksicht auf die Formationen und deren ältere Bruchlinien. Meine tektonischen Studien haben zu dem Resultat geführt, daß Island in der Mitte des Miocän ein viel größeres Land als jetzt war, ein aus wagerechten Basaltdecken aufgebautes, hochgelegenes Basalt-

Kollumúli—Dalatangi, Nr. 191, 1:80000; Dalatangi—Kambanes, Nr. 192, 1:80000; Kambanes—Eystrahorn, Nr. 193, 1:80000, Vestrahorn—Ingólfshöfdi, opmaalt 1900, Nr. 189b, 1:250000; Vestrahorn—Portland, Nr. 197, 1:250000; Portland—Reykjavík, opmaalt 1900/01, Nr. 198, 1:250000.

plateau, daß am Schlusse des Miocän durch heftige tektonische Bewegungen auf mannigfache Weise zerstückelt wurde; das Niveau des Surtarbrandur mit den pflanzenführenden Tonschichten bildet einen ausgezeichneten Leitfaden beim Studium dieser Brüche und Senkungen. Daß diese Periode der tektonischen Bewegungen im Basaltplateau ihren Abschluß gefunden hatte, als die Abrasionsfläche entstand, kann wenigstens im Westlande bewiesen werden, und es ist kein Grund vorhanden, anzunehmen, daß die verschiedenen Teile des unterseeischen Plateaus von wesentlich verschiedenem Alter seien. Die jüngste Grenze der Abrasionsfläche findet sich dagegen im Nordlande, wo bedeutende marine Ablagerungen vom »Red Crag« jetzt auf der Halbinsel Tjörnes an der Bucht Skjálfandi diskordant auf den schief gesenkten Basaltdecken vorhanden sind. Die Ausmeißlung der großen Abrasionsfläche muß daher in der Zeit zwischen dem Miocän und »Red Crag« vor sich gegangen sein; unter einer gleichmäßigen Senkung des Landes im Pliocän hat das Meer die gewaltige Arbeit ausgeführt, gegen 100 km von der 500—1000 m mächtigen Landplatte abzuradieren.

Die regelmäßigen Erosionsrinnen, welche nach allen Seiten diese große Abrasionsfläche durchschneiden, müssen selbstverständlich über dem Wasser entstanden sein; man muß deshalb annehmen, daß das Land am Schlusse des Pliocän, während diese Täler entstanden sind, sich allmählich um 250 m gehoben hat. Während dieser Periode haben sich die Flußläufe 20—60 m tief eingeschnitten, so daß die Talsysteme des Hauptlandes vertieft wurden und die Talrinnen des Küstenlandes entstanden. Man könnte sich vielleicht denken, daß keine Hebung stattgefunden habe, und daß die Talfurchen im Plateau ausschließlich Reste der ursprünglichen Talsysteme seien, die nicht bis auf den Grund abradiert wurden, was aber kaum denkbar ist, da in diesem Falle die Täler mit Abrasionsprodukten angefüllt sein müßten. Ebenso unwahrscheinlich ist es, daß die Fjorde auf dem Plateau während der Eiszeit durch die scheuernde Tätigkeit des Eises entstanden seien; die Gletscher des dahinterliegenden Berglandes könnten in diesem Falle, läge die Fläche unter Wasser, keine Wirkung ausüben, wäre sie dagegen trocken, würde sie bei einer negativen Verschiebung der Strandlinie sich über die Küstenfläche ausgebreitet und, wie es noch heute im südlichen Island geschieht, Geröll und Felsenblöcke abgeladen und abgelagert haben, anstatt strahlenförmig vom ganzen Lande aus Rinnen auszuschneiden. Ebensowenig könnten in diesem Falle die Rinnen als regelmäßige Linien bis hinauf in die überseeischen Täler verfolgt werden, denn es wäre wunderbar, wenn die Gletscher, nachdem sie durch die Klüfte des Hochlandes bis zu dem flachen Küstenlande vorgedrungen wären und sich dort zu einer gewaltigen Eisplatte vereinigt hätten, imstande sein könnten, 100 km lange Kanäle von den einzelnen Tälern des Hochlandes aus in gerader Linie einzuschneiden.

Man muß deshalb annehmen, daß die Talfurchen im Plateau von rinnendem Wasser, von Flüssen, die von den alten, schon frühzeitig im Pliocän durch Erosion ausgehöhlten Tälern des Hochlandes über das flache Küstenland, die gehobene Abrasionsterrasse, herabströmten. Vielleicht ist diese Erosionsarbeit schon in der allerfrühesten spätpliocänen Eiszeit ausgeführt worden, als die Bildung der Gletscher im inneren isländischen Hochlande begonnen, aber sich noch nicht über das ganze Land verbreitet hatte. Aus der Zeit stammen vielleicht die Konglomerate und Gletschergeschiebe, welche sowohl die tertiären Basalttäler im westlichen Island ausfüllen, als auch um die südliche Niederung herum und anderwärts zwischen Doleritdecken recht häufig vorkommen. Sie zeugen von starkem Niederschlag gerade vor der Eiszeit. Da H. Pjetursson in einigen von ihnen geschrammtes Geschiebe gefunden hat, sind sie vielleicht teils fluvioglazialen Ursprungs, teils Moränen vom ältesten Abschnitt der Eiszeit. Ob das Eis jemals bis zur Kante der Abrassionsterrasse gelangt ist, kann nicht bewiesen werden; auf Spezialkarten vom Meeresboden beim Ost-

lande finden sich keine Kennzeichen für Moränen oder andere Erhöhungen außerhalb 130 m Tiefe, aber damit ist doch nicht ausgeschlossen, daß weiter hinaus glaziale Ablagerungen vorhanden sind. Die jetzigen isländischen Talsysteme und Erosionsläufe sind, wie schon früher erwähnt, jedenfalls so weit sie der Basaltformation angehören, ihrer Anordnung und Grundform nach präglazialen Ursprungs, im Pliocän, sowohl vor als auch gleichzeitig mit der Ausmeißlung der Abrasionsfläche entstanden. Älter als das Pliocän sind sie nicht, denn das Land vor dem Pliocän war, ehe das Basaltplateau zerstückelt wurde, von anderer Form und anderem Aussehen. Spuren von miocänen Erosionsrinnen finden sich im Niveau des Surtarbrandur zwischen den Basaltdecken, sie haben ganz andere Richtungen als die der Gegenwart und setzen andere morphologische Verhältnisse voraus, Land, wo jetzt Meer, Fjorde, Buchten usw. sind. Es ist recht auffallend, daß es in den Gegenden, wo Tuff und Breccie die vorherrschenden Gesteine sind, keine richtigen Fjorde gibt; wo im Nordlande die Tuff-Formation ins Meer hinaustritt, sind wohl größere Buchten vorhanden, aber sie sind durch Senkungen entstanden. Auf dem Tuffgebiet des Südlandes fehlen die Einschnitte im Lande, hingegen sind unterseeische Fjorde vorhanden, möglicherweise besteht das unterseeische Plateau hier wie an anderen Stellen aus Basalt. Der breite, sich quer über das Land ziehende Tuffgürtel ist viel jünger als die Basaltformation und durch Eruptionen im Pliocän und später entstanden[1]).

Strandlinien, Küstenterrassen und marine Ablagerungen.

Die in Island gefundenen marinen Ablagerungen stammen alle aus jüngerer Zeit, ältere Tierversteinerungen als aus der »Red Crag«-Periode sind nicht bekannt, und soviel man weiß, ist auch die Hauptmasse des Landes, das Hochland, niemals vom Meere bedeckt gewesen. Schaltierüberreste vom Schlusse der Eiszeit und von späteren Zeiten sind ziemlich allgemein, sowie Küstenterrassen, Strandlinien und andere Kennzeichen von einem höheren Stande des Meeres rund umher im ganzen Lande beobachtet. Diese Merkmale des Meerstandes erregten schon frühzeitig die Aufmerksamkeit der Naturforscher. So beschreibt schon Eggert Olafsson (1726—68) die marinen Ablagerungen ziemlich ausführlich; er fand an vielen Orten Schaltierreste und bemerkte ebenfalls Strandlinien und andere alte Küstenbildungen, auch ist er der Meinung, daß der weißlichgraue Ton in dem Flachlande Mýrar beim Faxaflói im Meere abgesetzt ist. Mit Rücksicht auf die Schaltierreste, welche er in dem südlichen Flachlande mehrere Meilen vom Meere entfernt fand, hegt er einigen Zweifel, ob dieselben »Havvandets Aftagelse« (Abnahme des Meerwassers) zuzuschreiben seien, wie andere, die in geringerer Höhe über dem Meere vorkommen, und er ist geneigt anzunehmen, daß sie durch irgendeine Naturrevolution dorthin gebracht sind. E. Olafsson bemerkte ebenfalls, daß sich unter den Versteinerungen in Hallbjarnarstadakambur auf Tjörnes Schneckenhäuser anderer Arten fanden, als jetzt im Lande vorkommen. Sveinn Pálsson (1762—1840) machte auch während seiner Reisen 1791—93 verschiedene Beobachtungen mit Rücksicht auf einen höheren Stand des Meeres in der Vergangenheit, sowie er alte, von der Brandung gebildete Höhlen bei der südlichen Niederung beschrieb und Küstenwälle, Schaltierreste und hier und da Walknochen fand. Im 19. Jahrhundert stellten Japetus Steenstrup und Jónas Hallgrimsson (1839/40) Beobachtungen auf diesem Gebiet an, ebenso Th. Kjerulf (1850), G. G. Winkler (1858), C. W. Paijkull (1865) u. a. m. und 1884 gab K. Keilhack eine Gesamtübersicht seiner eigenen Beobachtungen und die anderer über marine Bildungen auf Island[2]) heraus. Auf meinen Reisen in den Jahren

[1]) Hierüber mehr im Abschnitt VI.

[2]) K. Keilhack: Über postglaziale Meeresablagerungen in Island (Zeitschrift der Deutschen Geolog. Gesellschaft, Jahrgang 1884, S. 145—60).

1881—98 untersuchte ich die ganze Küste und ließ es mir besonders angelegen sein, Beobachtungen über einen höheren Meeresstand zu sammeln; 1892 gab ich eine Abhandlung[1]) über die Beobachtungen heraus, welche ich bis zu dem Zeitpunkt gemacht hatte, obwohl ich damals noch nicht mehr als einen Drittel der Küste untersucht hatte; einige Beobachtungen von den Jahren 1892—98 habe ich in meinen verschiedenen Reiseberichten veröffentlicht und bei der Ausarbeitung meiner geologischen Karte über Island benutzt. Da hier kein Raum für eine detaillierte Beschreibung der verschiedenen Lokalitäten ist, weise ich auf meine früheren Publikationen hin. An dieser Stelle will ich nur eine kurze Übersicht geben.

Die große südliche Tiefebene von Island, deren höchster Teil beim Geysir nur 110 m ü. M. liegt, ist augenscheinlich einmal vom Meere bedeckt gewesen; hier befand sich eine große Bucht mit mehreren Armen und einigen Felseninseln, die jetzt als isolierte Gebirge auf der Ebene emporragen. Unter den ausgebreiteten Torfschichten findet man häufig an den Stellen, wo sie von Flüssen durchschnitten werden, Meeresablagerungen, hellen Ton, von gelblichem, mit Ton vermischtem Sande bedeckt. Im Ton und Sand werden hier und da Muscheln, derselben Fauna angehörend, die noch heute an der Küste lebt, gefunden, ebenso 10—25 km von der See entfernt, Walknochen. Merkmale des Wasserstandes in Gestalt von Küstenterrassen und ähnlichen Kennzeichen kommen auf beiden Seiten, nach O und W, bei Eyjafjöll und im Ölfus allgemein vor, fehlen aber gänzlich oder sind sehr undeutlich am oberen Teile der Niederung, da dieser zum größten Teile von neueren Bildungen, Lava, Flugsand und Torfmooren bedeckt ist. In den steilen Tuffgebirgen bei Eyjafjöll finden sich, 3—4 km vom Strande entfernt, eine Reihe von Höhlen, von der Brandung geschaffen, deren bekannteste Paradísarhellir (57 m ü. M.) und Loptsalahellir (30 m ü. M.) sind. Längs der Gebirge oberhalb der Ansiedlung in Ölfus befinden sich große alte Strandterrassen mit gerollten Basaltblöcken, mit Tuff vermischten Tonschichten und vom Meere gebildete Konglomerate, ebenso Strandlinien im festen Dolerit mit der so charakteristisch zerfressenen Oberfläche. In den Seiten der Gebirge sind hier ebenfalls Brandungshöhlen vorhanden, besonders oberhalb Thurrá (80 m ü. M.)[2]). Der sandige Streifen Landes, welcher sich längs der Küste unterhalb der Gletscher Mýrdalsjökull und Vatnajökull hinzieht, hat natürlicherweise ebenfalls unter Wasser gestanden, aber die Oberfläche ist hier in postglazialer Zeit so vielen Veränderungen unterworfen gewesen, daß es sich nicht erwarten läßt hier viele alte Merkmale des Wasserstandes zu finden, die Meeresablagerungen sind unter den ungeheuren Massen von Geschiebe, Ton und Kies, welche die Jökel herabgeführt haben, verschwunden. Man hat deshalb noch nicht in Skaptafellssysla alte Strandwälle oder andere Küstenbildungen bemerkt, obwohl die steilen Abhänge der Tuffgebirge beweisen, daß die jetzt so ferne See einst bis hinauf zu ihnen gegangen ist. Auf der ganzen langen Küstenstrecke von Mýrdalur bis Lón habe ich nur an einer Stelle im Hornafjördur alte Schaltierreste weit vom Meere entfernt gefunden. In einem 9 m tiefen Brunnen auf Stóralág innerhalb Bjarnanes, wurden auf dem Boden in einer tuffartigen Masse Schalen von *Saxicava, Mytilus* und *Littorina* gefunden, bei Hornafjördur sind ebenfalls alte Strandwälle vorhanden, sowie in den Mündungen der Täler, welche zur Niederung hinabführen; die nahegelegene Ansiedlung Lón ist eben-

[1]) **Th. Thoroddsen:** Postglaziale marine Aflejringer, Kystterrasser og Strandlinjer i Island (Geogr. Tidskr. XI, 1892, S. 209—25).

[2]) Bisher hat man an folgenden Stellen der südlichen Tiefebene marine Tierüberreste, Muskeln usw. gefunden: Drættir bei Sog in der Nähe von Bildsfell, Tungubakkar bei Sog, Hvítá gegenüber Arnarbæli in Grimsnes, Ásgardur, Kidjaberg, Skeljabakki, Hraunkot, Oddgeirshólar, Spóastadir in Tungur, Urridafoss bei Thjórsá, zwischen Brekka und Efri-Raudalækur in Holt, Sortufen in der Nähe von Mýrar bei Eyjafjöll, Thrandarholt in Hreppar.

falls unter Wasser gewesen, was an den 45 m hohen deutlichen Küstenterrassen zu erkennen ist, und in einer Vertiefung am Brunnhorn finden sich marine Ton- und Sandmassen bis zu einer Höhe von ca 50 m.

Da die große Halbinsel Reykjanes beinahe ganz mit neuerer Lava bedeckt ist, kennt man hier sehr wenig von alten Küstenwällen und Meeresablagerungen, obwohl solche unzweifelhaft unter der Lava verborgen sind. An der nördlichen Küste sind jedoch einige kleinere marine Tuff- und Tonablagerungen bei Keflavík und Leira vorhanden, bei Utskálar ist ein subfossiles Walroß-Kranium gefunden worden, und in der westlichen Seite des Vogastapi, 50 m ü. M., legen die gerollten Doleritblöcke Zeugnis von einem höheren Wasserstand in der Vorzeit ab. In der Umgegend von Reykjavík finden sich viele Beweise einer negativen Verschiebung der Strandlinie, sowie mehrere erhebliche Tuff- und Kiesablagerungen mit reichlichen Schaltierresten, die mehrmals untersucht worden sind. Schaltierreste sind in der Nähe von Reykjavík bei Fossvogur, Kópavogur, Hafnarfjördur, Raudará, Skildinganesmelar und Ellidaár gefunden. Auf den Dolerithöhen um Reykjavík findet man 40 m ü. M. deutliche Strandlinien mit gerollten Blöcken und Brandungsterrassen, und in der westlichen Seite des Öskjuhlid ist die alte Küstenlinie am schönsten entwickelt. Ebenso ist eine alte Strandlinie zwischen Ellidaár und Kollafjördur vorhanden, und auf Kjalarnes bei Saurbair sind Schaltierreste gefunden worden. Am Hvalfjördur hat man bei Brekka und Sandar, in den Heynesbakkar auf Akranes, in Lerársveit bei Laxá, Leirá und in den Melabakkar Muscheln gefunden. In der Niederung auf beiden Seiten des Borgarfjördur kommen Meeresablagerungen allgemein vor, und dicke Tonablagerungen erstrecken sich in die Mündungen aller Täler hinauf, am höchsten reichen sie im Hvítátal bis 120 m ü. M. hinauf. Subfossile Muscheln hat man in diesen Gegenden aber nur an drei Stellen gefunden, bei Flókadalsá, Nedranes und Kadalstadir in Stafholtstúngur, bei genauerer Untersuchung würden sie sich zweifellos an vielen anderen Stellen finden.

Auf der Halbinsel Snæfellsnes kommen Küstenwälle und andere Merkmale des Meeresstandes häufig vor, hingegen sind marine Tierüberreste nur bei Ólafsvík und Búlandshöfdi, sowie bei Thingvellir in der Nähe von Stykkishólmur gefunden worden. In Dalasýsla fand man Schaltierreste bei Mjóhylur in Laxá, bei Skörd, und bei Núpur auf Skardsströnd, am Flusse Ljá einen Walroßzahn [1]).

In den späteren Jahren habe ich die Merkmale des alten Wasserstandes längs der nördlichen und östlichen Küste von Island untersucht, und da ich sehr wenig darüber veröffentlicht habe, will ich hier etwas näher auf meine an dieser Küste gesammelten Beobachtungen eingehen. An beiden Seiten des langen Hrútafjördur sind marine Terrassen vorhanden sowie altes Treibholz, mit Rasen bedeckt und ziemlich weit von der Küste entfernt, und bei der Skálholtsvík sind Walknochen ca 2 km von der Küste entfernt gefunden worden. Längs der Ostküste des Fjords ruhen 30—40 m hohe Schutt-Terassen auf Basalt mit wenigen Unterbrechungen an Thoroddstadir vorbei bis in die Nähe von Reykir. Bei Midfjördur an der Westseite finden sich breite Schutt-Terrassen, die sich von Utibliksstadir nach innen fortsetzen, und bei Sandar hat man 6 m ü. M. im Schutt das Skelett eines Wales gefunden. Bei Melstadur und Reykir setzen sich die Terrassen an der Ostseite sowohl im Tale, als auch nach außen am Fjorde fort; sie bestehen aus gebogenen Tonlagen mit Kiesschichten darüber und sind 40—50 m hoch. Längs der ganzen Westseite der Vatnsnes sind mehr oder weniger deutliche Brandungsterrassen aus festem Basalt, zuweilen mit Kies bedeckt und 50—60 m hoch, vorhanden. Die Bewohner von Vatnsnes berichten, daß die See sich

[1]) Näheres über die Merkmale des Meerstandes in diesen Gegenden: Th. Thoroddsen: Geologiske Iagttagelser paa Snæfellsnes og i Omegnen af Faxebugten. Stockholm 1891 (Bihang til Sv. Vetensk. Akad. Handl. XVII, Afd. 2, Nr. 2, S. 80—85).



zurückzieht, und daß früher unsichtbare Scheren und Klippen zum Vorschein kommen. Östlich von Vatnsnes hat sich das Meer über die Niederung innerhalb Thingeyjarsandur erstreckt und drei Einschnitte in die Täler Vididalur, Vatnsdalur und Svinadalur gemacht. Im westlichsten Fjordarm haben felsige Inseln gelegen, die sich jetzt als Basaltrücken aus der Niederung erheben. Am Ufer der Vididalsá, in kurzer Entfernung von der Stelle, wo sich die Dalsá mit diesem Flusse vereinigt, finden sich zwischen Titlingastadir und Thorkelshóll Muscheln, von denen ich *Mytilus edulis* und *Mya truncata* sah, obwohl ich den Ort nicht besucht habe. Die Unterlage dieses Tieflandes besteht aus Ton und Schutt, auf Basalt ruhend, der an vielen Stellen zwischen den losen Massen zum Vorschein kommt. Westlich von Hjaltabakki sind alte Küstenterrassen vorhanden, die sich an Blönduós vorbei nach der Küste von Skagi zu erstrecken. Im Umkreis dieser großen Halbinsel finden sich an mehreren Stellen deutliche Merkmale des Wasserstandes. Von Blönduós aus an Ytriey vorbei bis Skagaströnd und Hof scheint das Küstenland bis zu den Gebirgen hinauf eine Brandungsterrasse aus Basalt mit einer Schuttdecke und deutlichen Strandwällen zu sein. Die Tuffelsen von Hof bis Ós bilden eine schöne Abrasionsfläche mit einer dünnen Decke von Kies und verschiedenen Geröllwällen. Am äußersten Ende der Landzunge bei Hafnir, westlich von Digrimúli zieht sich eine schalenförmige Niederung von der Küste hinauf, die von sehr regelmäßigen und schönen Geröllwällen, eine über der anderen, umkränzt ist. So finden sich ebenfalls deutliche Wasserstandsmerkmale an der nordöstlichen Spitze von Skagi, beim Gehöft Nes sind große und schön entwickelte Strandlinien, und an mehreren Stellen 2—3 km von der Küste entfernt kann man mit Moos bewachsene Walknochen und altes Treibholz aus den Erhöhungen hervorgucken sehen. Von der Mündung der Laxá bis zur Selvík hinaus besteht die Küste aus einer regelmäßigen, 50—60 m hohen Abrasionsterrasse mit einer dicken Kiesdecke.

In das Tal des Skagafjördur hat sich das Meer als ein 10 km breiter und 40 km langer Fjord erstreckt; überall finden sich hier unter dem Rasen Meeresablagerungen, Ton und Sand, in denen man jedoch mit einigen Ausnahmen in Miklavatn, keine Schaltierreste gefunden hat. Auf beiden Seiten des Fjords sind mächtige Schutterrassen vorhanden, welche mit den Flußterrassen in Verbindung stehen; die Höhenzüge aus Basalt auf Hegranes, zwischen den zwei Ausläufern des Hjeradsvötns, sind ohne Zweifel ehemals Scheren oder Inseln in dem alten Fjord gewesen. Dicht oberhalb des Handelsplatzes Saudárkrókur befindet sich eine 45 m hohe Küstenterrase, welche sich nach innen auf der westlichen Seite des Tales bis Reykir fortsetzt. Beim Zurücktreten hat das Meer ebenfalls auf dem flachen Lande bei Sævarborg zahlreiche regelmäßige Strandlinien, eine über der anderen, hinterlassen. An der Ostseite des Tales sind hier und da, obwohl weniger deutlich, Terrassen vorhanden, welche weiter hinaus, an der Ostküste des Skagafjördur, am besten entwickelt sind, wo das Flachland nur aus einer breiten Brandungsterrasse aus Basalt besteht, die bis zum Fuße des Gebirges hinaufreicht; häufig ist die Fläche von einer dicken Lage Schutt oder Ton, zuweilen von Bergstürzen und alten Moränenhügeln bedeckt; bei Hofsós erreicht die Kante der Terrasse, welche hier aus Ton, Sand und Geröll, auf Basaltsäulen ruhend, besteht, eine Höhe von 25—30 m. Im äußersten Teile der Halbinsel zwischen Skagafjördur und Eyjafjördur sind dieselben Kennzeichen des Wasserstandes sowohl im Fljót als auch im Olafsjördur vorhanden, bei dem letzteren hat sich das Meer wahrscheinlich bis zum Vemundarstadir hinauf erstreckt, und im Boden des Tales findet sich überall mariner Sand unter dem Rasen.

Am Eyjafjördur kommen häufig Terrassen längs der Küste vor, oft sind sie mit den Schutterrassen der Flüsse eng verbunden, so daß die losen Massen in den Mündungen der Täler nicht leicht von einander zu trennen sind, da sowohl Moränen wie auch

Flüsse und das Meer bei einem höheren Wasserstande zu ihrer Bildung beigetragen haben. Sowohl in Hrisey wie auch an der Westküste des Fjords bei Arnarnes finden sich nach dem Meere zu mächtige Tonbänke mit Kies bedeckt. Im Hörgárdalur bei Mödruvellir ruhen die dicken Kiesmassen der von den Flüssen gebildeten Terrassen auf dünnen Tonlagen, die wiederum den gescheuerten Basalt bedecken; bei Trjestadir besitzt die Tonlage eine Mächtigkeit von 1—1½ m, wird aber höher hinauf dünner und verschwindet 4 km von der Küste entfernt vollständig. Bei Akureyri ist die Küste von hohen Terrassen begrenzt, die auf geschrammtem Basalt ruhen; diese steilen Ufer bestehen zum großen Teile aus bläulichgrauem, grobkörnigem, schiefrigem Ton, der von Sand und Geröll bedeckt ist. In einem, bei einem Bauunternehmen mitten in der Stadt vorgenommenen Durchschnitt. war die Terrasse aus unregelmäßigen, grobkörnigen Schichten von Sand und grobem Geröll zusammengesetzt, und zwischen ihnen war hier und da in der Nähe des Grundes feiner, bläulichgrauer Ton abgelagert. In einem Profil des sog. Gil befand sich zu oberst Erde, dann folgte eine dünne Schicht Diatomenerde, dann eine Schicht von rötlichem Sand mit Raseneisenstein abwechselnd mit Sandlagen, und zu oberst Ton in gebogenen und verdrehten Schichten. Möglicherweise besteht die Terrasse aus Moränenmaterial, das vom Meere umgearbeitet worden ist. An der Ostseite des Eyjafjördur sind Spuren von Terrassen bei Svalbard sichtbar, und die Niederung um Höfdi weist ebenfalls Wasserstandsmerkmale älteren Ursprungs auf, übrigens kommen dieselben meist seltener an der Ostküste als an der Westküste des Fjords vor. Eine 30 m hohe Küstenterrasse findet sich an dem kleinen Thorgeirsfjord, sonst sind die kleinen Felsenküsten dieser Halbinsel wenig untersucht. In der Vorzeit erstreckte sich ein Fjord mit mehreren Armen hinauf in Reykjadalur und Laxádalur, aber neuere Lavaströme haben die Meeresablagerungen bedeckt. Ebenso hat die Niederung beim Beginn des Axarfjördur in postglazialer Zeit unter Wasser gelegen, was unzweifelhaft aus einer, in der merkwürdigen, hufeisenförmigen Senkung bei Ásbyrgi befindlichen Strandlinie hervorgeht, wo die Doleritfelsen in einer Höhe von 40 m ü. M. auf dieselbe Weise wie ähnliche Felsen an der Strandkante in Reykjavík angegriffen und zerfressen sind. So hat man auch in Asbyrgi etliche zerbrochene Muscheln im Ton und Schutt gefunden, sowie bei Litla-Byrgi einiges altes Treibholz.

An der östlichen Seite des Deltalandes der Jökulsá finden sich längs der Gebirge alte marine Terrassen, die innerhalb Axarnúpur besonders deutlich hervortreten. Bei Brunná liegen erhebliche Hügel von glazialem Ton, sowie außerhalb Axarnúpur ebenfalls Tonhügel, und bei Katastadir ist noch eine alte Terrasse vorhanden. Ein großer Teil der äußeren Melrakkasljetta ist zweifellos vom Meere bedeckt gewesen. Auf meiner Reise längs der Küste fand ich keine eigentlichen Merkmale des Wasserstandes oder erhöhte Strandlinien, die sich höchst wahrscheinlich tiefer im Lande befinden, jedoch entdeckte ich an vielen Orten, 1—2 km von der Küste entfernt, altes Treibholz und Walknochen. Im Thistilfjord ist das Meer ebenfalls bedeutend höher hinauf gegangen, und kleine Fjorde befanden sich im untersten Teile der Flußtäler. Bei Svalbard hat sich der Fluß durch eine breite Kiesfläche, welche vielleicht marinen Ursprungs ist, den Weg gebahnt; Kiesgeröll kommt in dieser Gegend sowohl auf den Hügeln als auch in den Tälern häufig vor, jedoch läßt es sich nicht leicht entscheiden, was die Flüsse und was die Brandung ausgerichtet haben. Zwischen Svalbard und Aland fand ich ca 30 m ü. M. unter dem Rasen alte Walknochen. Auf Langanes, zwischen Sydra-Lón und Saudanes befindet sich eine ausgedehnte Terrassenfläche im harten Felsen, welche einer alten Brandungsterrasse gleicht; bei Eydisvík sind alte Strandwälle 15—20 m ü. M. sowohl beim Gehöft Eydi als auch an anderen Orten. Südlich von Langanes auf Langanesstandir und in der Umgegend vom Vopnafjord finden sich sehr bedeutende Terrassen; die Täler sind mit losen Massen an-

gefüllt und von Flüssen durchschnitten, in deren Mündungen dann die Flußterrassen vom Meere umgeformt und bearbeitet wurden; hier und da hat sich das Meer vielleicht bis in die Flußtäler hinein erstreckt und kleine Fjorde gebildet. Bei Gunnólfsvík trifft man bereits auf eine regelmäßige Küstenterrasse, die mit kurzen Unterbrechungen bis an Fell vorbei sich verfolgen läßt, aber an der Mündung der Finnafjardará besser entwickelt ist; diese Terrassen haben eine Höhe von 20—30 m, 30 m hohe Terrassen finden sich längs der Küste bei Midfjardará, die marine Grenze erreicht hier eine Höhe von 40 m. Auf der Landzunge, südlich vom Flusse bilden die Terrassen eine breite Fläche, deren Durchschnitt Schuttgeröll mit Tonlagen von diskordanter Parallelstruktur aufweist. Die Terrassen setzen sich unausgesetzt längs der Küste an Thorvaldsstadir vorbei bis in den Bakkafjord hinein fort; das Pfarrhaus Skeggiastadir steht auf einer Abrasionsterrasse aus Basalt, aber auf der östlichen Seite wird der Fjord von 30 m hohen Kiesterrassen begrenzt. Südlich von Sandvíkurheidi finden sich längs der beiden zunächst gelegenen Fjorde in allen Tälern hohe und entwickelte Küstenterrassen in Verbindung mit erheblichen Flußterrassen; am bedeutendsten sind die Terrassen zwischen Selárdalur und Nýpsfjördur, welche die Höhe von 50 m erreichen und sich mit einer größeren Kiesfläche vor dem die Täler trennenden Bergrücken vereinigen. In der Nähe des Gehöfts Nýpur befinden sich etliche eigentümliche Haufen von grobem Geröll und gerundeten Felsblöcken. Bei Skógar im Vestrárdalur sind mehrere Durchschnitte von den Terrassen vorhanden; auch finden sich große Terrassen im Hofsdalur, in welches ebenfalls ein Fjord eingegriffen hat.

Die Ebene bei Hjeradsflói hat früher unter dem Meere gelegen, die Bucht hat sich 15 km weiter als jetzt hinein erstreckt, und von derselben haben sich kleinere Fjorde zwischen die Reihe der Basalthügel hineingezogen, von denen der längste bis hinauf nach Hreinsstadir reichte; dieses Tiefland dient jetzt dem Selfljót als Flußbett. Bei Hrafnabjörg sind Überreste von alten Strandwällen vorhanden, bei Sandbrekka, Dalir und Kóreksstadir finden sich von der Brandung im festen Felsen ausgehöhlte Höhlen samt Küstenlinien, sowie bei Hóll in den Ufern des Lagarfljóts Treibhölzer. In Njardvik befindet sich eine 15 m hohe Küstenterrasse, wo ebenfalls Treibholz gefunden wurde. Weniger deutliche Strandlinien sind in Brúnavík sowie eine 30 m hohe Terrase in Breidavík; in Húsavík liegen alte Strandlinien 38 m ü. M., und in der Höhe von 13 m hat man Walknochen gefunden. Der unterste Teil der Niederung des Borgarfjördur bis zu Desjamýri hinauf hat unter Wasser gestanden, und eine deutliche 23 m hohe Küstenterrasse ist im Lodmundarfjördur sichtbar; hier hat sich die See bis hinauf nach Ulfsstadir erstreckt, und bei Klyppstadir in der Nähe von Sævarendi sind Schaltierreste und altes Treibholz gefunden worden. An den südlicheren Fjorden sind die Gebirge so steil, daß Steinstürze leicht alte Kennzeichen verwischt oder unkenntlich gemacht haben können, weshalb hier die Wasserstandsmerkmale recht spärlich vorkommen. Am Seydisfjord sind nur undeutliche Strandlinien, hingegen ist im Nordfjördur bei Nes an der nördlichen Seite eine breite Küstenterrasse und am Vidfjördur 20 m hohe Strandlinien vorhanden. Küstenterrassen finden sich ebenfalls auf der Nordseite des Reydarfjördur, auch hat die Niederung bei Breiddalsvík augenscheinlich unter Wasser gelegen. Am Berufjördur fand ich keine alten Wasserstandsmerkmale, hingegen zwischen Melrakkanes und Geithellar in einer Höhe von 21 m eine alte Strandlinie sowie eine recht große Terrasse unterhalb Múli. Die Niederung bei Álptafjördur ist vom Meere bedeckt gewesen, gerade gegenüber von Hof finden sich drei Höhlen, Búrhellir, Bríkarhellir und Háhellir, sowie hier und da unbedeutende Strandlinien in einer Höhe von 20 m ü. M. Infolge von Ausfüllung ist in neuerer Zeit die Küstenlinie bei diesen Lagunen sehr verändert worden.

Die nordwestliche Halbinsel bildet ein abgeschlossenes Ganze für sich, und nirgends kommen Wasserstandsmerkmale so häufig wie hier vor. Das schmale Küstenland hat

hier nach der Eiszeit ganz unter Wasser gestanden, und die Wogen sind bei dem hohen Niveau des Meeres an den steilen Felsen zerschellt und dadurch in die Lage gekommen, Strandlinien und kleinere Abrasionsterrassen auszugraben; übrigens sind Terrassen aus losem Material ganz allgemein; an vielen Stellen, weit vom Meere entfernt, findet sich Treibholz in großer Menge unter dem Rasen und Strandgeschiebe, und hier und da sind Knochen von Walrossen und Schaltierreste gefunden worden. In meiner Abhandlung über »Postglaciale marine Aflejringer« habe ich Wasserstandsmerkmale auf der nordwestlichen Halbinsel ausführlich beschrieben, ebenso Höhenmessungen von Strandlinien aufgeführt, sowie die Arten der Schaltiere verzeichnet, welche ich an den verschiedenen Fundorten gesammelt habe, deshalb erlaube ich mir, darauf hinzuweisen und hier nur einige Bemerkungen über die Wasserstandsmerkmale im allgemeinen und besonders über die auf der nordwestlichen Halbinsel, wo sie am besten entwickelt sind, hinzuzufügen.

Die Kennzeichen, welche die Verschiebung der Küstenlinie auf der nordwestlichen Halbinsel hinterlassen hat, sind folgende: 1. Schaltierreste und altes Treibholz, welches jedoch nur in der geringen Höhe von 10—15 m ü. M. gefunden wurde, die Muscheln gehören sämtlich zu den noch heute an der Küste lebenden, von denen sie sich weder in Größe oder Dicke unterscheiden. Im Südlande werden die Schaltierreste viel höher. 50—60 m ü. M. angetroffen. 2. Niedrig gelegene, schmale Strandwälle, die häufig zusammen dicht untereinander liegend, wie auf Reykjanes bei Gjögur, oft in gleicher Höhe oder etwas höher als die Schaltierreste und das Treibholz angetroffen werden. 3. Küstenterrassen, aus Kiesgeröll mit kleineren Toneinlagerungen aufgebaut, beinahe sämtlich in einer Höhe von 30—40 m ü. M., kommen sehr häufig vor und sind am besten entwickelt, wo Flüsse oder Gebirgsbäche Material zur Küste hinabgeführt haben, ebenso wie alte Moränen in Talmündungen oder größere Bergstürze zur Bildung von Terrassen beitrugen. In den Talmündungen habe ich jedoch nicht über zwei Terrassenstufen gefunden. 4. Strandlinien in Form einer schmalen Stufe in den steilen Felsenmauern nach dem Meere hinaus, welche jedoch beinahe ausschließlich nur an den äußersten Felsenspitzen vorkommen. An einigen Stellen gehen die Strandlinien in breite Abrasionsterrassen in festem Felsen über, die häufig mit Geröll, Kies und Sand, vom Meere hinterlassen, bedeckt sind. Recht oft sind dergleichen Terrassen nach oben von steilen Felsenwänden begrenzt und ihre oberste Grenze ist durch Höhlen bezeichnet, welche die Brandung gebildet hat. Der vorderste Rand fällt steil zum Meere ab, wo zuweilen am Meeressaum eine neue Terrasse im Entstehen begriffen ist.

Ich nehme an, daß die höchste Meeresgrenze im Nordwestland sich 70—80 m ü. M. befindet. Wasserstandsmerkmale in dieser Höhe kommen fast ausschließlich in Felsenwänden nach dem Meere zu oder in der Nähe von größeren Fjordmündungen vor. Die deutlichsten und gewöhnlichsten finden sich in einer Höhe von 30—40 m ü. M. fast um die ganze Küste herum. Bisher sind nirgendwo auf der nordwestlichen Halbinsel Versteinerungen oder andere Überreste von Tieren in den obengenannten Niveaus gefunden, dagegen in tiefer gelegenen, denn unterhalb der 40 m-Linie kommen Wasserstandsmerkmale, Terrassen und Strandlinien in verschiedenen Höhen vor, wie mehrere Terrassen in der Höhe von 16—20 m ü. M. und der Flutgrenze zunächst Strandwälle und Muschelbänke 4—10 m ü. M. Das Meer ist hier ganz allmählich zurückgetreten, nachdem es längere Zeit hindurch ca 40 m höher als jetzt gestanden hat. In einer Höhe von 4—15 m ü. M. kommen Muscheln und Treibholz ganz allgemein vor; die Muscheln gehören sämtlich zu den noch heute an den Küsten lebenden Arten; häufig bildet das Treibholz, besonders auf der Küste bei Cap Nord, mit Rasen bedeckte Wälle und guckt hier und da aus der Erde hervor, zuweilen sieht man auch Flüsse und Bäche über angehäuftes Treibholz.

Skelette von Walen oder Walknochen schäumen. Schädel und Knochen von Walrossen sind an mehreren Stellen in Schutt-Terrassen, in Sandbänken unter Rasen gefunden worden[1].

Die oberste Strandlinie in der Höhe von 70—80 m ist wahrscheinlich am Schlusse der Eiszeit gebildet, als die Gletscher zu schmelzen begannen, aber doch noch den inneren Teil der Halbinsel bedeckten und zum Teil die inneren kleineren Fjorde ausfüllten. Deshalb kommen diese Strandlinien nur in den Felsenwänden vor, die nach dem offenen Meere hinaus liegen; da die Fjorde mit Eis angefüllt waren, konnten sich dort weder Strandlinien noch Terrassen bilden. Gletscherton und Schaltierreste konnten auf den schmalen Brandungsterrassen nicht abgesetzt werden, sondern wurden weiter hinausgeführt. Strandlinien und Terrassen in 30—40 m Höhe gehören einer späteren postglacialen Periode an, als die Jökel von den Fjorden verschwunden waren und nur die inneren Hochflächen bedeckten. Wie bekannt, sind noch bedeutende Reste dieser Gletscherdecke vorhanden (Gláma und Drangajökull). Seitdem hat eine ununterbrochene Verschiebung der Strandlinie stattgefunden, und Strandwälle, Muschelbänke und Treibholz beweisen, daß sich diese Verschiebung bis in die neueste Zeit fortgesetzt hat, und an vielen Orten wollen die Einwohner noch heutzutage Veränderungen bemerkt haben. Aus den Muscheln ersieht man, daß sich das Klima hier auf der nordwestlichen Halbinsel nicht wesentlich verändert hat, seitdem der Meeresspiegel 10—15 m höher gelegen hat, jedenfalls ist es nicht kälter, eher wärmer als jetzt gewesen.

Anders verhält es sich im südlichen Island, wo sich der Jökelton ungestört auf dem Boden von seichten Buchten absetzen konnte. Die marinen Tonablagerungen des Tieflandes sind von bläulichgrauer Farbe, die sich aber bei Nässe in Schwarzblau verändert. Der Ton enthält einen sehr geringen Prozentsatz von kohlensaurem Kalk, soviel man weiß nur 0,1—0,3 Proz. Die Tonschichten sind regelmäßig und fast immer horizontal abgelagert. Fremdes Material ist ziemlich selten eingelagert, und man kann die tonigen Uferwände der Flüsse mehrere Kilometer weit verfolgen, ohne eine Veränderung in der Stellung der Lagen anzutreffen, fremde Blöcke finden sich nur vereinzelt. Die Tonbildungen sind von sehr verschiedener Mächtigkeit, in den höchst gelegenen Teilen des Tieflandes und der Täler sind sie zuweilen 20—30 m dick, weiter unten 5—15 m; die Mächtigkeit scheint abzunehmen, je mehr man sich der Küste nähert. Die Höhengrenze des marinen Tons ist noch unsicher, im allgemeinen wird sie auf 70—80 m ü. M. angeschlagen, erreicht aber an einzelnen Stellen die Höhe von 100—120 m. Überreste von Tieren werden höher als 80 m selten und vereinzelt angetroffen. J. Steenstrup erwähnt den Fund eines Seehundsskeletts auf Tjörnes, in einer Höhe von 120 m ü. M., Th. Kjerulf hat auf Mosfellsheidi Balanen 125 m hoch gefunden, und H. Pjetursson fand verschiedene zerbrochene Muscheln in einer alten Moräne in Búlandshöfdi, ca 180 m ü. M., aber es ist anzunehmen, daß die Schalen sich hier auf einer sekundären Lagerstelle befanden. Vielleicht ergibt eine genauere Untersuchung, daß die marine Grenze des Südlandes höher gelegen ist, als bisher angenommen (120—150 m), aber die am häufigsten vorkommenden und deutlichsten Wasserstandsmerkmale, die bisher bekannt sind, werden hier wie auf der nordwestlichen Halbinsel auf zwei Niveaus, 70—80 m und 30—40 m ü. M., angetroffen. Nach der Annahme von H. Pjetursson findet sich eine Strandlinie im Dolerit auf Thrandarholtsfjall in einer Höhe von 125 m ü. M. Auf dem Hochlande und in verschiedenen Tälern habe ich alte Strandlinien (Seter) viel höher gefunden, die in keiner Verbindung mit dem Stande des Meeres

[1]) Walrosse kommen zuweilen noch nach Island, sind aber seit dem Altertum immer äußerst selten gewesen. Alles was man über das Vorkommen des Walrosses auf Island weiß, habe ich in meiner Abhandlung »Geographische und geologische Untersuchungen am südlichen Teile des Faxaflói auf Island« III, Geogr. Tidskr. XVII, H. 5—6, gesammelt.

stehen, da sie von aufgedämmten Seen während der Eiszeit stammen. An der Nord- und Ostküste sind die angestellten Beobachtungen noch unzulänglich, aber im ganzen scheinen die Verhältnisse hier denen im Südlande zu entsprechen. Wasserstandsmerkmale in einer Höhe von 30—40 m sind hier allgemein, aber sie sind auch an mehreren Orten 50—60 m hoch beobachtet und an diesen Küstenstrecken noch nicht höher angetroffen worden.

Als der marine Ton abgesetzt wurde, war das Klima strenger und die Fauna von ausschließlich arktischem Gepräge. *Yoldia artica* wurde im Ton einiger höher gelegenen Fundorte gefunden, daher entsprechen diese Bildungen wahrscheinlich dem Yoldia-Ton in Skandinavien. Die obersten Küstenterrassen und Strandlinien stammen deshalb aller Wahrscheinlichkeit nach aus einer Zeit, als das Land beinahe ganz mit Eis bedeckt war. An den tiefer gelegenen Fundorten, welche ungefähr den Küstengrenzen von 30—40 m Höhe entsprechen, finden sich im Südlande die meisten Schalenbänke mit derselben Litoralfauna, die sich noch an der Küste aufhält. Die Ablagerungen, welche sich unterhalb der Grenze von 40 m befinden, weisen meistens eine andere Zusammensetzung als der Yoldiaton auf, der, wie früher erwähnt, aus äußerst feinen, ungestörten, horizontalen Tonlagen besteht und überall von einer Lage Sand und gröberem Kies bedeckt ist. Während der negativen Verschiebung der Strandlinie, welche der Ablagerung des Yoldia-Tons folgte, veränderte sich der Fallwinkel und die Schnelligkeit der Gletscherflüsse; das gröbere Material wurde auf dem Tone abgelagert, der jetzt aus dem Meere zu steigen begann, während der feinere Jökelschlamm weiter in die See hinausgeführt wurde. Während der Yoldia-Ton von einem Bodensatz feineren Materials bei verhältnismäßig tiefem Wasser zeugt, sieht man, daß die neuesten Muschelbänke aus gröberem Material, abwechselnd feineren und gröberen Sandlagen mit eingelagertem Geröll usw., zusammengesetzt sind. Der Yoldia-Ton ist eine Bodenbildung dem amerikanischen »Ledaclay« entsprechend, während die jüngeren Muschelbänke ähnlich dem amerikanischen »Saxicavasand« gleichartige Küstenbildungen sind. Diese letzteren unterscheiden sich nicht allein durch die Zusammensetzung ihres Materials von den älteren Lagen, sondern auch dadurch, daß sie Yoldia entbehren, dagegen besonders *Saxicava, Pecten, Tellina, Mya, Astarte* und andere Muscheln enthalten, die noch an der Küste vorkommen.

IV. Vulkane auf Island.

Einleitung. Spaltenausbrüche. Kraterreihen. Kraterformen. Kratergruppen. Explosionskrater. Lavakuppeln. Stratovulkane. Unterseeische Vulkane. Lavaströme. Asche, Schlacken und Bomben. Die einzelnen Vulkane. Verzeichnis der Ausbrüche auf Island in historischer Zeit. Postglaziale, liparitische Lavaströme. Liparitische Blockströme.

Ganz Island ist aus vulkanischen Gesteinen aufgebaut, die durch Eruptionen, welche frühzeitig in der tertiären Zeit begannen und seitdem ununterbrochen bis in die Gegenwart fortdauerten, zutage gefördert wurden. Hier in diesem Abschnitt sollen jedoch nur die modernen Vulkane besprochen werden, welche seit der Eiszeit[1]) Eruptionen aufweisen.

[1]) Diese Übersicht über die isländischen Vulkane ist nur eine kurzgefaßte Skizze; seit 28 Jahren habe ich ein sehr großes Material, die Geologie, Topographie und Geschichte der isländischen Vulkane betreffend,



Islands moderne Vulkane haben wesentlich den gleichen Charakter und die gleichen Eigentümlichkeiten wie die glazialen und tertiären Vulkane und geben deshalb in vieler Hinsicht besonders wertvolle Beiträge zum Verständnis nicht allein der isländischen älteren vulkanischen Formationen, sondern auch der tertiären Basaltmassen in anderen Ländern.

Ein Blick auf die geologische Karte[1]) zeigt, daß die isländischen postglazialen Vulkane beinahe ausschließlich an den breiten Tuff- und Brecciegürtel gebunden sind, der sich quer über das große, tertiäre Basaltplateau von Island erstreckt, welches die Grundlage und Hauptmasse des Landes bildet. Wie es sich später bei näherer Betrachtung zeigen wird, sind die Vulkane mit der Tektonik des Landes eng verknüpft. Die Basaltdecken fallen mit Ausnahme einzelner, lokaler Abweichungen einwärts nach dem Tuffgürtel ab, der über Bruchlinien aufgebaut ist, die sich quer über das Land erstrecken. Der größte Teil des Tuff- und Brecciegebiets ist wahrscheinlich im Pliocän entstanden. Im Miocän haben die isländischen Vulkane hauptsächlich ungeheure Lavaüberschwemmungen verursacht, die bis zu einer Mächtigkeit von mehr als 3000 m angehäuft wurden, während Asche und Schlacken von untergeordneter Bedeutung waren. Im Pliocän produzierten die Vulkane überwiegend Asche und klastische Gesteine, aber selten und dann nur in geringer Menge eigentliche Lavaströme. Unmittelbar vor der Eiszeit und während derselben veränderte sich jedoch die vulkanische Tätigkeit, und brachte außer Asche ausgedehnte doleritische Lavaströme hervor, welche große Areale ungefähr desselben Gebiets bedeckten, wie die postglazialen basaltischen Lavaströme. Die glazialen Vulkane hatten eine ähnliche Ausbreitung und verfolgten dieselben Richtungen wie die modernen Vulkane, auch haben einige von ihnen ihre Tätigkeit bis in die Gegenwart fortgesetzt und Ausbrüche in historischer Zeit gehabt. Nach der Eiszeit sind hauptsächlich basaltische Lavaströme produziert worden, aber selbstverständlich spieen die Vulkane sowohl in glazialer, wie in postglazialer Zeit Asche, Bomben und Schlacken aus. Die losen vulkanischen Massen der Gegenwart können in keiner Weise mit den ungeheuren Breccie- und Tuffmassen verglichen werden, welche die pliocänen Vulkane auswarfen. Durch sämtliche Perioden hindurch haben liparitische Ausbrüche stattgefunden, aber die Menge der sauren Ausbruchsprodukte ist im Verhältnis zu den basaltischen verschwindend gering.

Es ist längst bekannt, daß die Vulkane des südlichen Island an Spalten mit der Richtung von SW nach NO gebunden sind, was auch unmöglich der Aufmerksamkeit entgehen konnte, da die isländischen Vulkanspalten nicht theoretisch konstruierte Spalten, sondern handgreiflich als offene Risse oder Klüfte mit oder ohne Krater und Kraterreihen zutage treten und sehr häufig von Senkungen paralleler Streifen Landes begleitet sind. Im nördlichen Island, am Mývatn und Umgegend, fand man später, daß die Richtung der Vulkane und Spalten hier eine andere war und ungefähr von S nach N ging. Auf meinen Reisen 1884 bemerkte ich, daß die Richtung der Spalten im südwestlichen Teile des Odádahraun nordöstlich war, und daß der Schneidepunkt der Spalten sich gerade in den Bergen Dyngjufjöll mit dem Kratertal der Askja, dem größten Vulkan von Island befand. Als ich 1889 die großen Vulkane am Veidivötn entdeckte, war die Verbindung zwischen den Vulkanen des Südlandes und Nordlandes gefunden. Sämtliche Vulkanspalten des Süd- und Nordlandes sind an den sich quer über das Land erstreckenden Gürtel von jüngeren Tuffen

---

gesammelt, das ich in einem größeren Werke zusammen zu fassen hoffe, wenn es mir möglich sein wird, ein solches herauszugeben.

[1]) Th. Thoroddsen: Geological Map of Iceland. Surveyed in the years 1881—98. Edited by the Carlsberg Fund. Kopenhagen 1901. Maßstab 1:600000, 2 Blätter. Hamburg, L. Friederichsen & Co., Neuerwall 61; Kopenhagen, G. E. C. Gad; London, Edward Stanford; Reykjavík, S. Eymundsson. Preis 12 Mark.

und Breccien gebunden. Daher glaubte man an die für ganz Island geltende Regel, daß es nur in Tuff- und Brecciegegenden Vulkane gäbe. Auf meinen Reisen 1890 fand ich jedoch, daß diese Regel nicht allgemeingültig ist. Um den nordöstlichen Teil des Faxaflói und auf Snæfellsnes fand ich eine Menge kleiner Krater, welche an Spalten im Basalt geknüpft und in Verbindung mit den Vulkanen auf Reykjanes in einem Halbkreis um Faxaflói geordnet waren, der sich als ein Kesselbruch[1]) erwies. Die Ausbruchsprodukte sind auf Island durch alle Perioden hindurch dieselben gewesen. Die Vulkane der Gegenwart werfen ebenso wie die der Vorzeit beinahe ausschließlich basaltische Laven aus; liparitische Lavaströme sind wohl auch in postglazialer Zeit produziert worden, aber ihr Volumen ist im Verhältnis zu den basaltischen Laven verschwindend klein. Demnächst wollen wir zu einer allgemeinen Charakteristik der isländischen Vulkane übergehen, für eine Beschreibung der einzelnen Vulkane fehlt hier der Platz. Die isländischen Vulkane unterscheiden sich in verschiedener Hinsicht von den bekannteren Vulkanen Europas und anderer Erdteile, sie gehören einem tertiären Typus an, der jetzt sehr selten anderswo angetroffen wird. Besonders charakteristisch für die isländischen Vulkane sind die großen Lavamassen, welche aus Spalten mit und ohne Kraterbildung ausgeflossen sind. Eigentliche größere Vulkanberge sind sehr selten, die Größe des Ausbruchskegels ist meistens im Verhältnis zu den Lavaströmen, die er ausgegossen hat, sehr gering.

Spaltenausbrüche.

Nirgends tritt es so deutlich wie auf Island zutage, daß die vulkanischen Ausbrüche an Spalten gebunden sind. Große Areale sind von Spalten mit dazwischenliegenden terrassenförmig gesenkten Landstreifen zerklüftet; häufig sind diese Spalten sehr regelmäßig und auf einer Strecke von 10, 20 bis 30 km offen. An vielen dieser Spalten fehlen äußere Merkmale ihres vulkanischen Ursprungs, sie erstrecken sich als parallele Klüfte in derselben Richtung in gerader Linie ohne Rücksicht auf die Gesteine oder Gestalt der Erdoberfläche. Die Spalten gleichen vollständig den Sprüngen, welche sich gewöhnlich bei Erdbeben auf Island bilden, und sind zweifellos durch Senkungen in der Erdrinde und den dieselben begleitenden Erderschütterungen hervorgerufen. Einzelne dieser Spalten müssen demnach so tief sein, daß sie bis zu dem glühenden Magma hinabgingen, das in geringeren oder größeren Massen durch die Sprünge an die Oberfläche gedrungen ist und sowohl Krater gebildet als auch Lavaströme ausgegossen hat. Die Umgebungen einer solchen vulkanischen Spalte sind meistens von einer Menge paralleler Sprünge durchzogen, die keine Ausbrüche aufzuweisen haben; häufig werden dann diese Sprünge von Lava ausgefüllt, wodurch Gangfüllungen von der Oberfläche abwärts entstehen. Sicherlich dringt ebenfalls die Lava vom Innern der Erde in viele Spalten, welche nicht die Oberfläche erreichen und unregelmäßige Apophysen in das Seitengestein, den vorhandenen Linien des geringsten Widerstandes folgend, sendet; dergleichen Bildungen kommen sehr häufig in den Tufformationen vor, wo die Erosion größere Profile bloßgelegt hat. Viele von den Gängen und intrusiven Massen der Tuff- und Brecciefornation sind unzweifelhaft sehr jung.

Große und kleine Ausbruchsspalten sind auf Island sehr zahlreich und meistens sind dieselben auf dem flachen Lande sowie längs der Tuff- und Breccierücken entstanden, oder sie finden sich da, wo Bruchlinien größere oder kleinere Blöcke der Erdrinde trennt. Die vulkanischen Ausbrüche im Odádahraun und am Mývatn schreiben sich fast sämtlich von

---

[1]) Th. Thoroddsen: Geologiske Iagttagelser paa Snæfellsnes og i Omegnen af Faxebugten i Island (Bihang till K. Svenska Vet. Akad. Handlingar XVII, Afd. II, Nr. 2).

parallelen Spalten her, welche den Seiten der Horste folgen. Auf dem Mývatnsöræfi finden sich mehrere dergleichen Kraterreihen auf dem flachen Lande nebeneinander, und zwischen den Kraterreihen haben sich lange Landstreifen gesenkt; ähnliche Verhältnisse sind ebenfalls am Mývatn beobachtet. Es kommt vor, daß bei einem neuen Ausbruch die Lava von einer anderen Spalte über eine alte Kraterreihe ausgegossen wird, wobei die losen Schlackenkegel verschwinden und die eine Lavaflut sich über die andere häuft, so daß später, wenn die Lavadecken im Querschnitt durch Erosion oder Senkung entblößt werden, nur Lavadecken mit den dazugehörigen Gängen, hier und da mit einigen dazwischenliegenden Schlackenmassen, den Überresten der alten Krater, sichtbar werden.

Auf Island kommen alle möglichen Formen von Ausbruchsspalten vor, von der einfachsten Form, wo die Spalte ihrer ganzen Länge nach ungestört dünnflüssige Lava nach beiden Seiten ausgegossen hat, bis zu den völlig entwickelten Kraterreihen oder auch den ganzen runden oder länglichen Tuff- und Lavabergen, die durch viele Ausbrüche derselben Spalte auf derselben Stelle zu einer beträchtlichen Höhe aufgebaut wurden und fortgesetzt dieselbe Ausbruchsspalte behielten, welche den Berg der Länge nach zerklüftet; dergleichen große Spaltenvulkane kommen selten vor, das bekannteste Beispiel derselben liefert die Hekla. Einige von den vulkanischen Spalten sind ganz klein. In der Nähe des Berges Helgafell auf der Halbinsel Reykjanes fand ich 1883 eine kleine Spalte in einem Tuffrücken. Die Lava war von der Spalte in zwölf kleinen Bächen den Abhang hinabgeflossen und hatten sich unterhalb desselben zu einem kleinen Lavastrom von 560 m Länge und 20—40 m Breite vereinigt. Die Spalte selbst ist sehr undeutlich auf der Oberfläche zu erkennen, Kraterbildungen fehlen, aber auf den zwölf Ausbruchsstellen haben sich kleine Schlackenhaufen in gerader Linie am Abhang von SW nach NO gebildet. Die Lava scheint aus der Erde, wie Quellen aus einem Gebirgsabhang, gesprudelt zu sein. Eine ähnliche Erscheinung kommt am Bergrücken Núphlídarháls bei Hraunssel vor.

Im nördlichen Island, etwas südlich von den Lavaströmen der Sveinagjá (vom Jahre 1875) fand ich 1884 in der Lavawüste, ungefähr 600 m ü. M., einen drolligen Miniaturvulkan. Auf einer 10 m langen und nur 10—12 cm breiten Spalte hat sich eine Reihe von zwölf kleinen, äußerst regelmäßig geformten Kratern gebildet; der Diameter des größten derselben betrug nur einen Meter, die Durchmesser der andern maßen 12—16 cm; kleine Lavaklumpen waren 15—20 m weit fortgeschleudert worden. Diese kleine Lavaspalte war neu und wahrscheinlich 1875 entstanden. Im Berge Sáta bei dem Lodmundarvatn nordwestlich vom Torfajökull fand ich 1889 eine kleine Ausbruchsspalte mit der Richtung von SSO nach NNW, welche demnach die gewöhnliche Spaltenrichtung (SW—NO) dieser Gegenden durchschneidet. Diese Spalte, ungefähr 20 m lang und mit Schlackenlava ausgefüllt, war ein wirklicher, neugebildeter Gang in der rötlichgelben Tuffbreccie; Kraterbildungen und Lavaströme waren nicht vorhanden, nur lagen Klexe von ausgespieener Lava rings umher. Ähnliche kleine Spalten habe ich in Tuffgegenden an mehreren Orten gesehen, dieselben scheinen anzudeuten, daß noch fortwährend neue Gänge, unabhängig von bedeutenderen vulkanischen Ausbrüchen, in der Breccieformation entstehen; sicher entziehen sich viele Gangbildungen der Beobachtung, da sie nicht an die Oberfläche gelangen.

Die größte der bekannten offenen Ausbruchsspalten ist die Eldgjá, welche ich im Sommer 1893 fand; dieselbe erstreckt sich von SW nach NO, vom Mýrdalsjökull bis zur Gjátindur, und besitzt eine Länge von 30 km. Die Spalte hat in gerader Linie alle Tuffgebirge zwischen der Gjátindur und dem Svartafell zerklüftet, worauf dieselbe durch eine Kraterreihe bis zum Mýrdalsjökull fortgesetzt wird. Im südwestlichen Teile der Gjátindur schneidet sich die Eldgjá aufwärts in den Felsen hinein und verschwindet plötzlich; Sprünge oder Dis-

lokationen als Fortsetzung derselben sind an der Oberfläche weiter nördlich nicht wahrzunehmen. Einige Kilometer südlich von der Gjátindur ist die Kluft am großartigsten. Hier hat sie die westliche Seite des Skælingar der Länge nach zerspalten und besitzt eine Tiefe von 132 m. Der Rand der Spalte besteht aus ca 10 m dicken wagerechten Lavaschichten, aber im übrigen bestehen die Wände bis zum Boden der Spalte hinab aus feststehenden Tuffen und Breccien. Von den obersten, senkrecht zerspaltenen Lavalagen sind die Seiten abwärts von losen Massen mit einer Neigung von 38° gedeckt. Hier ist der Boden der Spalte ungefähr 146 m breit. Die Nyrdri-Ofæra stürzt sich in zwei Wasserfällen, der eine über dem andern, über die westliche Wand der Kluft; über den untersten Wasserfall führt eine regelmäßig gebildete, natürliche Brücke. Der Strom folgt dann auf einer Strecke von ca $1\frac{1}{2}$ km dem Boden der Kluft und durchbricht dann die östliche Wand. Hier befinden sich auf dem Boden der Kluft mehrere kleinere unregelmäßige Krater und bei dem Ausfluß des Stromes aus der Spalte ein großer Krater, der einen anderen Kraterring einschließt. Von diesen Kratern ist ein Lavastrom das Tal der Nyrdri-Ofæra bis zur Skaptá hinabgeflossen. Der Boden der Spalte besteht aus Lava, ist aber größtenteils mit Geröll und Sand, vom Strom herabgeführt, bedeckt. Die westliche Wand der Kluft ist etwas höher als die östliche. Als sich die Spalte bildete, sind auf beiden Seiten Lavaströme ausgeflossen und die Höhen in der Nähe sind mit dicken Lagen von Scorien, in der nächsten Umgebung oft 5—10 m dick, bedeckt. Es scheint fast, als ob die Spalte in mehreren Absätzen gebildet wurde; anfänglich war sie schmal, und die Lava ist ruhig nach beiden Seiten der Länge nach herausgeflossen. Bei einem erneuten Erdbeben hat sich die Kluft bedeutend erweitert und dann haben sich von dem gesenkten Magma-Niveau durch die Vertiefungen an der Seite Lavaströme ergossen. Von der Nyrdri-Ofæra setzt sich die Kluft nach S fort und wird etwas schmäler, zerspaltet die östliche Seite des Mórauda-vatnshnúkar, woselbst der westliche Rand der Spalte bedeutend höher ist als der östliche und erstreckt sich dann aufwärts in die nordöstliche Ecke der Svartahnúksfjöll; die Kluft ist hier sehr tief, 150—200 m. Die sonst wagerechten Tufflagen in den Svartahnúksfjöll sind an der östlichen Seite der Spalte gestört worden, so daß sie 30—40° nach NW, nach der Spalte zu, abfallen. In der Vertiefun gzwischen den Svartahnúksfjöll und der Mórauda-vatnshnúkar hat sich eine beträchtliche Lavamasse von der Kluft Bahn gebrochen und ist das Sydri-Ofæratal hinabgeflossen. Auch nach W hat sich die Lava ergossen, konnte aber infolge der Neigung des Terrains nicht weiter gelangen und es haben sich hier westlich von der Kluft mächtige Lavarücken mit dicken Schlackenlagen gebildet. In der Mitte der Berge Svartahnúksfjöll verschwindet die Eldgjá eine Zeitlang, erscheint aber wieder im südlichsten Ende dieser Gebirge und zerklüftet die Bergspitze Svartafell, die hier eine Höhe von 250 m über der Ebene besitzt. An dieser Stelle ist der westliche Rand der Kluft sehr viel höher als der östliche. Ein wenig oberhalb des Svartafell fließt die Hólmsá quer über die Kluft. Wo die Spalte aus den Bergen hervortritt, verschwindet sie unter der Oberfläche der unterhalb gelegenen Ebene, jedoch ist an einer Reihe von Schlackenkratern, welche dieselbe Richtung bis zum Gletscherrand verfolgen, ersichtlich, daß sich der Riß in der Erde bis zum Gletscher fortsetzt; die dem Jökel am nächsten gelegenen Krater sind die größten. Am Nyrdri-Ofæra befindet sich der Boden der Kluft ungefähr 450 m ü. M. und die Ebene beim Svartafell, wo die Kluft aus den Gebirgen tritt, liegt 500 m ü. M., demnach reicht die Kluft an beiden Enden ungefähr gleichtief hinab. Die Oberfläche der kochenden Lava hat sich durch die ganze Länge der Spalte auf demselben Niveau befunden.

Die Eldgjá hat ungeheure Lavaströme ausgegossen, die in drei Armen aus der Spalte geflossen sind, von denen zwei den Weg durch die Talklüfte der Flüsse Nyrdri-Ofæra und

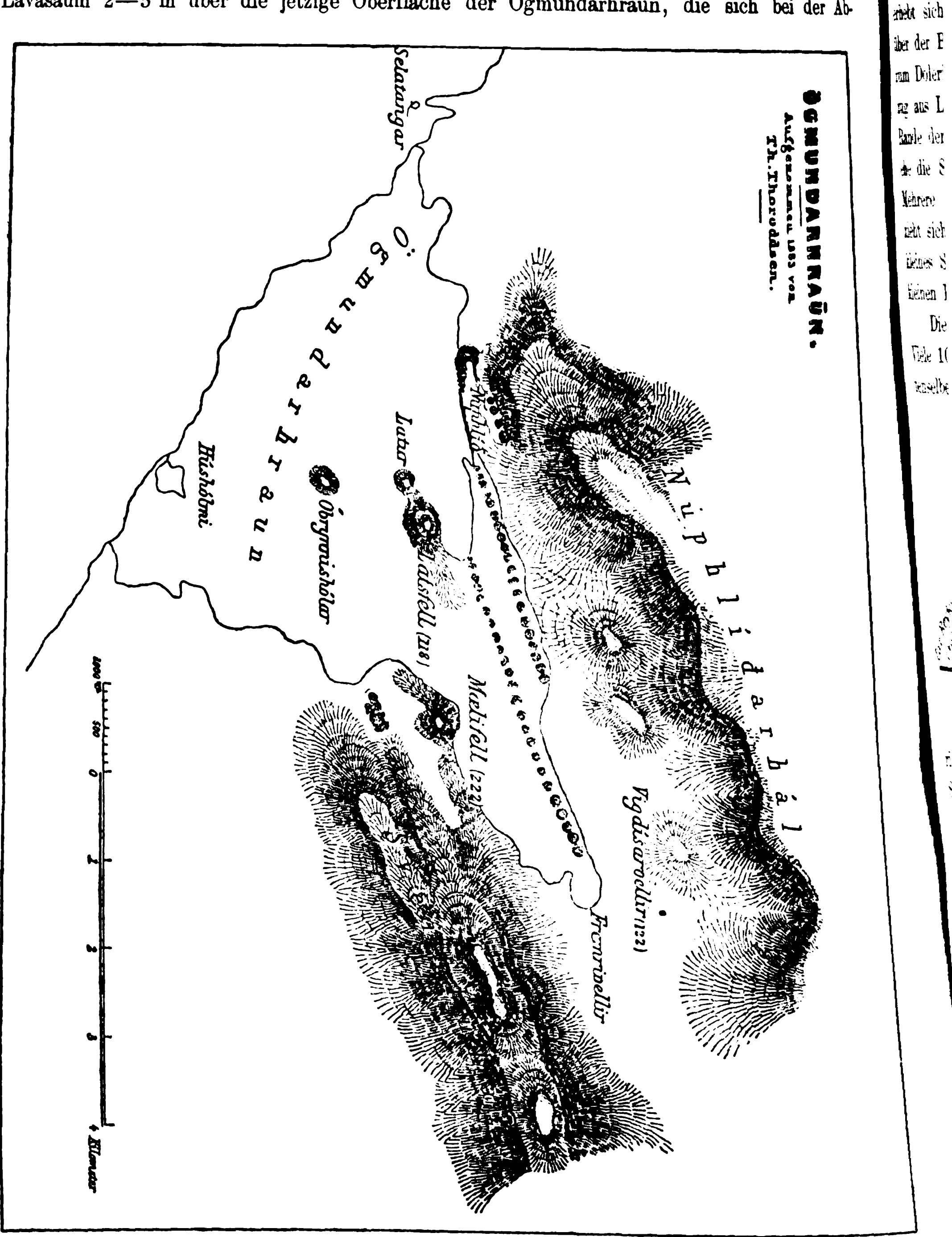
Sydri-Ofæra bis in das Tal der Skaptá verfolgten, während der größte und breiteste aus dem südlichen Ende der Eldgjá beim Svartafell strömte. Auf dem Flachlande haben sich diese Laven über die Landschaften Álptaver, Medalland und Landbrot ausgebreitet. Die Lavaströme der Eldgjá bedecken ein Areal von 693 qkm bei einem Volumen von 9325 Millionen cbm. Nach den von mir angestellten historisch-kritischen Untersuchungen nehme ich an, daß der Ausbruch, bei welchem die Eldgjá diese ungeheuren Lavamassen auswarf, in den Jahren 930—950 stattgefunden haben muß, nachdem diese Landschaften vor kurzem angebaut waren.

An mehreren Orten auf der Halbinsel Reykjanes ist die Lava aus größeren oder kleineren Spalten der ganzen Länge der Spalte nach geflossen, ohne Krater zu bilden; dagegen haben sich zu beiden Seiten der Spalten lange Mauern oder Rücken aus Lavastücken und Schlacken aufgebaut. Diese Rücken sind an manchen Stellen durchbrochen, und längs der Spalten haben sich Pfützen und Kratersegmente gebildet, die miteinander durch einen oder mehrere Sprünge vereinigt sind. Zuweilen haben sich mehrere längliche, niedrige Krater gebildet, von denen die Ausbruchsprodukte gleichzeitig aus mehreren, dicht nebeneinanderliegenden Öffnungen im Boden, der Richtung der Spalte folgend, ausgespieen wurden. An einigen Stellen hat die Spalte eine sehr dünnflüssige Lava ausgegossen, die in dünnen, glasierten Schichten erstarrt ist, welche die Ränder der Kluft bekleiden, wie z. B. am nördlichen Ende der Trölladyngja auf Reykjanes. Am häufigsten hat sich jedoch eine lange Reihe von Kratern und Schlacken aus Lava an der Spalte entlang aufgebaut, wo jeder Krater ein selbständiges Individuum ist; zuweilen haben mehrere Krater gleichzeitig Ausbrüche gehabt, oder auch einer nach dem anderen. Diese Form von Vulkanen, die Kraterreihe, ist am meisten auf Island verbreitet.

Kraterreihen.

Die ungeheuren Lavamassen, welche den größten Teil der Halbinsel Reykjanes bedecken, sind beinahe sämtlich von Spalten mit Kraterreihen hervorgebracht, wie einige Beispiele erläutern werden. Eine der merkwürdigsten Ausbruchsstellen ist das Lavafeld Ögmundarhraun (s. umstehend) in der Nähe von Krisuvík. Der Lavastrom stammt wahrscheinlich von einem Ausbruch im 14. Jahrhundert, vielleicht im Jahre 1340, jedoch ist dies nicht mit Sicherheit zu bestimmen. Im untersten Teile hat die Lava ein Gehöft überschwemmt, dessen Ruinen noch teilweise auf dem sog. Húshólmi vorhanden sind. Unterhalb Vigdísarvellir, im Abhang des Núphlídarháls, haben sich zwei große Sprünge von SW nach NO gebildet, auf denen eine Menge kleiner Krater, ungefähr 100, durch Ausbrüche entstanden sind. Die größte Kraterreihe beginnt dicht unterhalb Vigdísarvellir, bei den sog. Fremrivellir. Die Krater haben eine Höhe von 10—25 m und eine Neigung von ca 30°, sämtliche Krater sind nach O hin offen. Die Lava hat sich von diesen Kraterreihen aus nach S zwischen die Tuffgebirge Mælifell (222 m) und Latsfell (118 m) ergossen. Die Oberfläche des Lavastroms ist von unzähligen Spalten durchfurcht, von denen einige gebogen quer über den Strom laufen, während andere senkrecht auf den ersteren stehen; vom Mælifell aus gesehen, sind die Lavaspalten wie die eines Gletschers geordnet, welche sich durch ein enges Tal hinunterzwängt. Der Hauptstrom der Lava stammt von den Kratern bei Fremrivellir, aber andere Krater haben ebenfalls, jeder nach seinen Kräften, zur Ansammlung des Stromes beigetragen. An der Küste erstreckt sich die Lavawüste Ögmundarhraun zwischen Selatangar und dem südlichsten Ende des Bergrückens Sveifluháls. Die Lava ist mit einer Schlackenkruste bedeckt, aber im Innern ist sie dicht und schwarz, mit bräunlichem Schimmer und in dicken Säulen abgesondert. Die Unterlage besteht an den

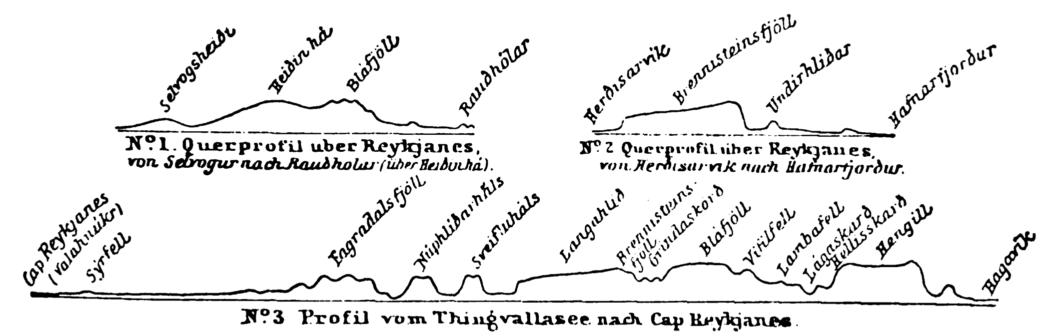
meisten Stellen aus Dolerit. Nordwestlich vom Mælifell finden sich draußen in der Lava einige Hornitos. Am westlichen Fuße des Mælifell, dem Berge entlang, zieht sich ein Lavasaum 2—3 m über die jetzige Oberfläche der Ögmundarhraun, die sich bei der Ab-



kühlung gesenkt hat. Parallel zu dem Höhenzug, von welchem sich der Latsfell erhebt, befindet sich eine Felswand, Núphlíd genannt. Es stellt sich heraus, daß diese Wand die westliche Seite einer der Spalten ist, von welchen der Lavastrom Ögmundarhraun sich ergossen hat. Die östliche Seite der Spalte, sowie das Land zwischen Núphlíd und Latur haben sich um 66 m gesenkt, nachdem der Ausbruch begonnen hat. Von dem unterhalb

liegenden Lavastrom sieht man in das Ende der Spalte, wo sie von der Lava wie von einem mächtigen Gange ausgefüllt ist. Die westliche Seite des vordersten Teiles der Spalte erhebt sich von dem flachen Lavastrom wie eine senkrechte Wand aus Palagonitbreccie; über der Breccie befindet sich Dolerit und darunter etwas Tuff unter der modernen Lava; zum Dolerit führt ein Doleritgang hinauf. Die Wand ist mit einem 1—2 m dicken Überzug aus Lava versehen, der sich an der Wand hinauf festgekleistert hat, und oben am Rande derselben befinden sich vier halbe, kleine Krater, die in der Bildung begriffen waren, ehe die Senkung vor sich ging, die andere Hälfte derselben ist in die Tiefe gesunken. Mehrere kleinere Senkungen können in der Nähe beobachtet werden. Außerhalb Núphlíd zieht sich eine Vertiefung in den Bergrücken oberhalb Selatangar hinein; hier hat sich ein kleines Stück Land um ca 3 m gesenkt, und einige kleine Krater sind entstanden, die einen kleinen Lavastrom ergossen haben.

Die ganze Halbinsel Reykjanes ist von unzähligen Spalten von SW nach NO zerklüftet. Viele 10—20 km lange Sprünge sind offen, ohne Ausbrüche aufzuweisen, aber zwischen denselben haben sich Landstreifen in regelmäßigen Terrassen gesenkt. Dieselben Spalten-



N°1. Querprofil über Reykjanes, von Selvogur nach Raudholar (über Heidurhá).

N°2 Querprofil über Reykjanes, von Herdisarvik nach Hafnarfjordur.

N°3 Profil vom Thingvallasee nach Cap Reykjanes.

Masstab der Höhe viermal grösser als M. d. Länge.

richtungen sind für die Tektonik der ganzen Halbinsel maßgebend. Von vielen anderen Spalten haben Ausbrüche stattgefunden, und mehr oder weniger lange Kraterreihen, sowohl auf dem flachen Lande, als auch längs der Bruchränder der Tuffgebirge und oben auf den höchsten Rücken der Berge sind gebildet worden; in dieser Hinsicht spielt die Skulptur der Oberfläche keine Rolle. Von den längeren, zusammenhängenden Kraterreihen sind folgende zu nennen: Eldvörp bei Grindavík (100—150 m ü. M.), eine ca 10 km lange Kraterreihe mit 30—40 Kratern in fünf Gruppen; die Spalte scheint zu verschiedenen Zeiten Lava ausgegossen und große Lavaströme hervorgebracht zu haben; von einigen dieser Krater steigen noch heiße Dämpfe auf. Auf der südwestlichsten Spitze von Reykjanes befinden sich Kraterreihen 40—50 m ü. M. auf kürzeren Spalten, die mit der Spalte des Eldvörp parallel laufen, die ansehnlichste von diesen Kraterreihen mit 10—12 Kratern heißt Stampar.

Längs der Tuffketten Núphlídarháls und Sveifluháls sind auf einer 10—20 km langen Strecke fast ununterbrochene Reihen von Kratern auf beiden Seiten vorhanden, die jedoch in Gruppen gesondert werden können, von denen jede für sich Ausbrüche gehabt hat, und die nicht sämtlich auf derselben Spalte, sondern auf mehreren, nahe beieinander parallel laufenden Spalten entstanden sind. Mehrere der einzelnen Kraterspalten haben ebenfalls besondere Namen.

Eine der größten Kraterreihen findet sich auf dem Rücken der Brennissteinsfjöll, 5—700 m ü. M. Dieser Bergrücken ist bedeckt mit Kratern, wenigstens 100 in mehreren parallelen Reihen, von denen ungeheure Massen Lava gegen Osten an dem abschüssigen Gebirgsplateau hinabgeflossen sind, und einige Ströme sogar bis nach Selvogur

hinunter gelangten. Über die Felsenmauern stürzten in der Vorzeit Lavaströme in vier 200—250 m hohen Fällen, zwei bei der Stakkavík und zwei bei der Herdísarvík auf das Tiefland hinab, wobei ein Teil des Sees Hlídarvatn ausgefüllt wurde. Es muß ein großartig prachtvoller Anblick gewesen sein, die gewaltigen glühenden Lavamassen an dem steilen Gebirge hinabstürzen zu sehen. Die Lavafelder bei der Stakkavík sind älteren Ursprungs, aber die bei der Herdísarvík sind unzweifelhaft in historischer Zeit entstanden. Die neueren Lavafälle bei der Herdísarvík sind sehr steil; bei dem östlichen Falle konnte die Lava stellenweise nicht zusammenhängend bleiben, da hier die Felsen beinahe senkrecht waren, und große Lavaklecksе sind an den Bergabhängen verstreut hängen geblieben, unterhalb deren sich Haufen von Schlacken und Lavastücken befinden. An anderen Stellen hat sich der dünnflüssige Strom in kleinen Bächen durch die Klüfte und Vertiefungen der Felsen Bahn gebrochen. Dieser Lavafall hat eine Neigung von 30—40°, während der westliche mit einer Neigung von 25° durchweg zusammenhängend hinabgestürzt ist. Einige von den Lavaströmen der Brennissteinsfjöll stammen von Ausbrüchen in historischer Zeit her, wahrscheinlich von den Jahren 1340 und 1389—90. Dicht bei dem Hlídavatn, westlich von Vogsósar, fand ich eine Bestätigung der Annahme, daß der dort befindliche Lavastrom von Ausbrüchen in historischer Zeit herrührt. Seit undenklichen Zeiten mußte der Reitweg dieselbe Route verfolgt haben; wo die Pferde eine tiefe Rinne in der alten Lava traten, ist die neue Lava quer über dieselbe geflossen. Nicht weit vom Passe Kerlingarskard sind unter dem Rande eines Lavastroms Solfataren vorhanden, daher der Name Brennissteinsfjöll.

Der größte unter den Kratern der Brennissteinsfjöll heißt **Kistufell** mit einer Höhe von ca 140 m über dem östlichen Plateau, 593 m ü. M., einer Tiefe von 64 m und ca 190 m im Diameter. Bei den Ausbrüchen des Kraters haben sich die darunterliegenden Doleritdecken terrassenförmig gesenkt; zwei andere kleine Krater haben später Lava in diesen großen Krater gegossen, wodurch dessen Boden sich zu einer kleinen Lavaebene umgestaltete. Westlich vom Kistufell enthalten die Lavaströme Höhlen, die häufig nur von einer dünnen Kruste bedeckt sind, so daß sie nicht ohne Gefahr zu passieren sind. An einigen Stellen sind runde Kessel durch den Dolerit gesprengt, ohne daß sich Ausbruchskegel aus Schlacken um die Öffnung gebildet hätten, die Lava ist ruhig über die Ränder hinaus geflossen. Einige dieser Kessel sind sehr tief und auf dem Boden derselben befindet sich Gletschereis[1]).

Viele andere kleinere Kraterreihen sind im südwestlichen Island vorhanden, sowohl auf der Halbinsel Reykjanes als auch außerhalb derselben, von denen hier nur einige Beispiele angeführt werden sollen. Die Kraterreihe bei **Nesjavellir** an der südwestlichen Ecke des Thingvallasees ist auf einer Spalte in der Ostseite der Berge Dyrfjöll mit der Richtung N 40° O gebildet, die sich vom See aufwärts zum Hengill mit einer Länge von ca 10 km erstreckt. Der größte dieser Krater hat eine Höhe von 98 m über der Oberfläche des Thingvallasees. Südlich von Nesjavellir hat die Spalte in breiten Strömen Lava ausgegossen, ohne irgendwelche Kraterbildung, und auf dem südwestlichsten Ende der Spalte sind Solfataren und Fumarolen vorhanden. Auf dem nördlichen Teile der Spalte befindet sich eine Reihe von 8—10 unregelmäßigen Kratern, von denen sich die Lava mit einer Neigung von 10—20° wie ein zusammenhängender Strom den Abhang hinabzieht. Das östlich von der Kraterreihe befindliche Tal ist bis zum See hinab mit Lava angefüllt, die

[1]) Näheres über die Vulkane der Halbinsel Reykjanes in Th. Thoroddsen: Vulkanerne paa Reykjanes i Island (Geol. Föreningens i Stockholm Förhandl. VII, S. 148—77), og Geografiske og geologiske Undersögelser ved den sydlige Del af Faxaflói (Geogr. Tidskr. XVII).

zu oberst eine wagerechte Ebene bildet, aber weiter nördlich unebener wird; am See ist ein kleiner, 22 m hoher Krater vorhanden, dessen Boden mit Wasser angefüllt ist. Die Neigung des Lavastroms vom Nesjavellir bis zum Thingvallasee beträgt 1° 59'. Der große Lavastrom Hallmundarhraun rührt von einer 10 km langen Kraterreihe her, die ich 1898 an der nordwestlichen Seite des Langjökull entdeckte. Das Grundgebirge der Gletscher, welche aus Tuff und Breccie mit einer Doleritdecke besteht, ist von mehreren parallelen Spalten zerklüftet und senkt sich in Terrassen abwärts zum Hochlande. Auf einer dieser Spalten ist die Kraterreihe entstanden, von welcher mächtige Lavaströme über die Terrassen hinabstürzten und auf dem Flachlande gleichsam einen großen Lavasee bildeten.

Die bedeutendste Kraterreihe auf Island ist die des Laki, von welcher der fürchterliche Ausbruch im Jahre 1783 herrührte. Diese Kraterreihe ist 30 km lang und verfolgt die Richtung nach N 40° O, die südlichsten Krater liegen 500 m ü. M., die nördlichsten 650 m. Äußerlich gleichen diese Krater unzähligen anderen aus Schlacken und Lavaklecksen meistens kegelförmig aufgebauten isländischen Kratern, mit einer becherförmigen Vertiefung in der Mitte; der Kraterring ist häufig an einer oder mehreren Stellen durchbrochen, wo die Lava ausgeströmt ist; oft haben die Krater die Form einer Ellipse, deren große Achse der Richtung der Spalte folgt; zuweilen liegen mehrere Kraterringe dicht nebeneinander, wodurch sie sich gegenseitig in der regelmäßigen Entwicklung hemmen, an einigen Stellen befindet sich eine ununterbrochene Reihe von mehreren Kratern, an anderen stehen sie vereinzelt in längeren Zwischenräumen. Die kleinsten Krater dieser Reihen bestehen nur aus einigen Meter hohen Schlackenhaufen, aber die Höhe der größeren Krater schwankt zwischen 20—100 m; die meisten größeren Krater erreichen doch eine Höhe von 30—50 m, höhere Krater kommen verhältnismäßig selten vor. Auf der ganzen Spalte befinden sich ungefähr hundert Krater, die kleineren Öffnungen mitgerechnet. Einige von diesen Kratern sind älter als der Ausbruch von 1783, ihre Anzahl ist jedoch geringer als die der jüngeren Krater, auch sind die Lavaströme, welche sie ausgegossen haben, verhältnismäßig unbedeutend. Der erste Ausbruch der Laki-Spalte hat wahrscheinlich im Anfang des 10. Jahrhunderts stattgefunden, aber im Jahre 1783 ist die Spalte von neuem aufgebrochen und hat die gewaltigen Lavaströme ausgegossen. Wahrscheinlich hat auch sie schon in der Eiszeit ihre Tätigkeit begonnen. Wo die vulkanische Spalte von Süden her in das Brecciegebirge Laki tritt, befindet sich eine dichtgeschlossene Reihe von vielen kleinen, aus Lavaklexen aufgebauten Kratern, was sich auf der nördlichen Seite des Berges wiederholt. Die Spalte kann deutlich durch den Berg verfolgt werden, nur haben sich auf den höheren Niveaus keine Krater gebildet. Diese vulkanische Spalte hat die Breccie- und Tuff-Felsen in gerader Linie quer über den Berg durchklüftet, die sich 200 m über die umliegenden Lavaströme erheben.

Drei oder vier kleinere Spalten laufen hier mit der Hauptspalte parallel, und zwischen denselben haben sich die Gebirgsstücke um ½—1 m gesenkt. Aus einer dieser Spalten sind im nördlichen Gebirgsabhang kleine Lavabäche ohne Kraterbildungen hervorgesprudelt und eine der Spalten hat in eine am nördlichen Abhang des Laki befindliche Vertiefung einen kleinen Lavastrom von 100—200 qm ausgegossen. Die Lavaflächen auf beiden Seiten der großen Kraterreihe steigen sanft zu derselben hinan, so daß die Krater auf einem schwach gewölbten Rücken stehen. Die Lavaströme, welche 1783 aus der Spalte des Laki flossen, bedecken ein Areal von 565 qkm, bei einem Volumen von mehr als 12 cbkm, und gleichzeitig wurden ungefähr 3 cbkm Schlacken, Bomben und Asche ausgeworfen. Die topographischen Verhältnisse sowie die der Flüsse sind infolge dieser großen ausgespieenen Massen vulkanischen Materials bedeutenden Veränderungen unter-

worfen gewesen, tiefe Flußklüfte wurden mit Lava ausgefüllt und die Flüsse mußten sich andere Betten suchen[1]).

Im Nordlande bedecken in dem breiten, vom Vatnjökull bis zum Meer sich erstreckenden Tuffgürtel gewaltige Lavamassen, die größtenteils von Kraterreihen herrühren, ausgedehnte Areale. Von diesen Kraterreihen sollen hier nur einige besprochen werden. Von den Gæsavötn am Paß Vonarskard erstreckt sich gegen NO auf die Trölladyngia zu der Dyngjuháls (1227 m). Gegen W fällt er steil auf der nordöstlichen Bruchlinie ab, die sich durch die Trölladyngja bis zur nordwestlichen Ecke des Askja hinzieht. Am Rande des Abfalls ragt die Breccie zwischen den herabgeströmten Lavaflüssen hervor. Der Dyngjuháls fällt gleichmäßig gegen O zum Kistufell mit einer Neigung von 1° 18′ ab und trägt auf seinem Rücken sieben parallele Kraterreihen; er ist von Lavaströmen vollständig bedeckt, die sich vom Rande des Vatnajökull bis zum Abfall der Trölladyngja erstrecken und nur hier und da von kleinen hervorstehenden Tuff-Felsen unterbrochen werden. Einzelne zerstreut liegende Krater sind ebenfalls weiter nach NO in der Richtung nach der Askja vorhanden; von dort aus läßt sich wiederum nach NNO eine fast ununterbrochene Reihe von Senkungen, Klüften, Kraterreihen und Vulkan-Kegeln und Kuppeln bis zum Eismeer hin verfolgen. Die große Lavawüste Odádahraun ist durch Ausbrüche von Kraterreihen und Lavakuppeln entstanden. Viele ältere Kraterreihen sind sicher unter neueren Laven verschwunden. Eines der am meisten charakteristischen, zerklüfteten Kratergebiete ist das Terrain nördlich von den Bergen Herdubreidarfjöll, die einen Horst zu bilden scheinen, der durch Senkungen der Gebirge auf beiden Seiten entstanden ist. Längs der Dislokationsspalten ist die Lava dann gegen O und W hervorgebrochen. Das mit Lava bedeckte Terrain nördlich von den Herdubreidarfjöll und östlich von den Vulkanen Kerling und Ketill ist mit unzähligen alten und neuen Spalten durchzogen, die meinem Vorwärtsdringen im Jahre 1884, als ich die damals fast unbekannten Gegenden erforschte, ernstliche Hindernisse in den Weg legten. Unter anderen traf ich hier auf eine ca 1—1½ km breite und 15 km lange Einsenkung zwischen 30—50 m hohen Lavawänden, und östlich von der Ketill ist die Ebene von einem dichten Gewebe unzähliger Spalten durchzogen. Nördlich von diesem Terrain liegt die Kraterreihe der Sveinagjá mit einer Länge von 22 km. Von diesen Kratern wurde im Jahre 1875 ein Lavastrom mit einem Volumen von ca 300 Millionen cbm ausgegossen. Vor dem Ausbruch befand sich hier eine 400—500 m breite und 10—15 km lange Senkung zwischen senkrechten, 10—20 m hohen Lavawänden; nach heftigen Erdbeben brach die Lava an der westlichen Spaltenwand hervor, füllte die Senkung aus und floß weit über beide Seiten hinaus. Die Ausbrüche begannen am 18. Februar 1875 und währten bis in den August desselben Jahres. Parallel mit der Sveinagjá laufen bei den Skógamannafjöll mehrere ältere Kraterreihen, von denen die Kraterreihe Rauduborgir und Sveinar die erheblichsten sind.

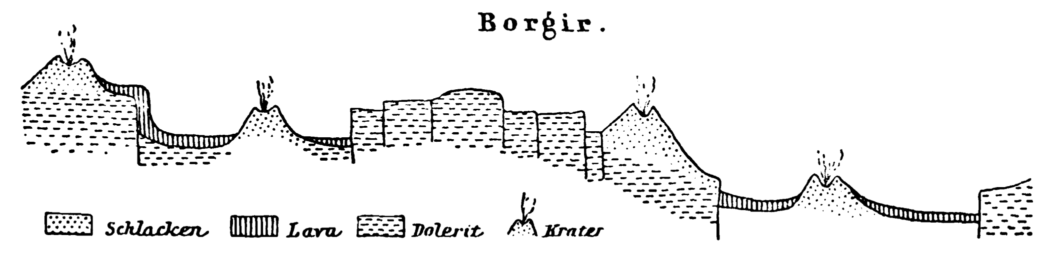
Eine der größten Kraterspalten in Island findet sich längs der Bergkette, welche sich östlich vom Mývatn unter verschiedenen Namen von S nach N erstreckt. Die Spalte zieht sich, nahezu 35 km lang, vom Bláfjall nach dem Gæsadalsfjall hin. Auf der Spalte, die an einigen Stellen offen, an anderen geschlossen ist, befinden sich mehrere abgesonderte Kratergruppen, die viele Ausbrüche, namentlich in vorhistorischer Zeit, aufzuweisen haben. Längs der Hauptspalte laufen mehrere kleinere parallele Spalten sowohl mit als auch ohne Krater-

[1]) Diese Kraterreihe und ihre Lavaströme habe ich ausführlich in Geogr. Tidskr. XII, 1894, beschrieben. Vgl. Verhandlungen der Gesellschaft für Erdkunde, Berlin 1894. Über die vulkanischen Ausbrüche von 1783 siehe Th. Thoroddsen: Oversigt over de islandske Vulkaners Historie, 1882, und Geogr. Tidskr. III, 1879, S. 67—80. Vgl. Das Ausland 1889, Nr. 45. A. Helland: Laki's Kratere og Lavaströmme. Kristiania 1886.



reihen, und ausgedehnte Terrains sind buchstäblich in Streifen zerschnitten. Die Lava ist aus den größeren Sprüngen hervorgepreßt worden. Sobald ein Krater einige Zeit lang getobt hatte, entstand mit neuen Explosionen sofort ein anderer auf derselben oder einer nahe gelegenen Spalte, bis die Erdrinde zur Ruhe gekommen war und die Spalten zusammenfielen oder von der Lava verstopft wurden. Der nördliche Teil dieser langen Kraterlinie befand sich in den Jahren 1725—29 in heftiger Bewegung. Die Ausbrüche begannen in diesen Gegenden am 17. Mai 1724 mit einer gewaltigen Explosion, die von der Seite des Berges Krafla, östlich von der Kraterlinie gelegen, ausging; gleichzeitig bildete sich der Explosionskrater Víti. Am 11. Januar 1725 öffnete sich die große Spalte am Leirhnúkur, woselbst neue Krater entstanden und viel Lava ausgegossen wurde; am 19. April desselben Jahres fand ein Ausbruch von der Bjarnarflag statt und nach fürchterlichen Erdbeben öffneten sich ungeheure Spalten, die sich beinahe 30 km lang vom Leirhnúkur über Bjarnarflag bis zum Bláfjall erstrecken. Die Ausbrüche des Leirhnúkur und den in der Nähe befindlichen Kraterspalten setzten sich von 1725 bis 1729 fort, die Lava floß in den Mývatn hinab und mehrere Gehöfte wurden zerstört. Am 18. April 1728 entstand eine neue Kraterreihe im Hrossadalur. Sämtliche Krater, von denen Ausbrüche in diesen Jahren stattfanden, sind an dieselbe große Spalte oder an nahegelegene, parallele Sprünge gebunden. Die Ausbrüche setzten sich auf der Kraterreihe des Leirhnúkur noch lange Zeit hindurch

Borgir.



fort und noch vom 10. Juli des Jahres 1746 wird ein Ausbruch erwähnt. Reykjaheidi kann als eine Fortsetzung des vulkanischen Gebiets am Mývatn nach N angesehen werden, viele offene Spalten, Lavakuppeln und Explosionskrater sind hier vorhanden. Die Kluft der Jökulsá unterhalb des Dettifoss scheint ebenfalls eine riesige Spalte von 20 km Länge zu sein.

Ebenso sind östlich von der Jökulsá recht ansehnliche Lavamassen mit Senkungen, offene Spalten und Kraterreihen vorhanden. Auf der Tunguheidi, südlich von Skinnastadir finden sich viele Spalten, die zwei Systemen anzugehören scheinen, ältere mit der Richtung von S nach N und jüngere mit etwas nordöstlicherer Richtung. Lange und schmale Streifen Landes haben sich zwischen einigen der Sprünge gesenkt, von denen etliche offen sind, andere nur durch schnurgerade Terrassen und mit Rasen bewachsenen, langgestreckten Vertiefungen oder Rinnen angedeutet werden. Einige Spalten haben Lava ausgegossen, und auf den Ausbruchsklüften sind hier mehrere Krater entstanden. Diese Krater haben den gemeinsamen Namen Borgir. Die östliche Kraterreihe befindet sich in einer breiten Senkung, die an beiden Seiten von steilen Felswänden begrenzt wird. Der größte und südlichste Krater ist 50 m hoch und von länglicher Gestalt, mit vier Öffnungen versehen; ihm folgt ein anderer länglicher Krater mit einem an beiden Enden durchbrochenen Kraterwall; etwas nördlicher liegt ein isolierter hoher Krater. Ein wenig westlicher fällt das Hochland steil zu einer flachen, mit Flugsand bedeckten Landstrecke, der sog. Hólasandur, ab, deren Unterlage aus alter Lava besteht. Im Rande dieses Abfalls hat sich ein großer Krater aus Lavaklecksen und Schlacken aufgebaut, der niedrig gegen O, sich aber steil und hoch gegen W erhebt.

Im Vorangegangenen sind einige Beispiele von isländischen Spaltenvulkanen erwähnt worden. Ausbrüche von offenen Spalten und Kraterreihen sind stets in Island vorherrschend gewesen. Obwohl ich gegen hundert größere und kleinere Ausbruchsspalten und Kraterreihen auf Island gesehen habe, können dieselben doch nur einen Bruchteil der Spalten ausmachen, die Ausbrüche in postglazialer Zeit gehabt haben. Die losen Schlackenkrater sind sehr vergängliche Bildungen und verschwinden häufig unter neuen Lavaströmen, viele Spalten haben sich auch geschlossen und sind unter losem Material, von Flüssen, Gletschern u. a. m. herrührend, verschwunden. Wie wir gesehen haben, sind die Ausbruchsspalten an der Oberfläche von sehr verschiedener Größe, einige sind von winzigen, andere von riesigen Dimensionen, und ihre Länge schwankt zwischen ein paar Metern bis zu 30 km und darüber. Auf den kleineren Spalten scheint nur je ein Ausbruch stattgefunden zu haben, neue Eruptionen bahnen sich den Weg durch parallele Spalten in der Nähe. Die Ausbrüche stehen fast immer in Verbindung mit Senkungen langer und schmaler Streifen Landes an der Seite der Ausbruchsspalte oder in der Fortsetzung derselben; die Größe dieser Senkungen kann sehr verschieden sein. Die Spalten laufen immer in gerader Richtung ohne Rücksicht auf Terrainverhältnisse und setzen trotz kleiner Knicke und Biegungen stets die Hauptrichtung fort, welche im Südlande von SW nach NO, im Nordlande meistens von S nach N oder SSW nach NNO geht. Zuweilen bricht das Magma während der eigentlichen Ausbruchsperiode aus mehreren Spalten in der Nähe hervor. Eigentümlich ist es, daß die beiden bedeutendsten Spalten-Eruptionen im Nordlande in späterer Zeit, die des Leirhnúkur 1725—29 und der Sveinagjá 1875 durch große Explosionen eingeleitet wurden, bei welchen sich Explosionskrater bildeten (Víti und Askja), die, nach der Oberfläche zu urteilen, in keiner direkten Verbindung mit den Spalten zu stehen scheinen, aus welchen hinterher die Lava hervorquoll. Die allergrößten Spalten scheinen mehrere Ausbrüche, jedoch mit Zwischenräumen von vielen Jahrhunderten gehabt zu haben. Sowohl auf den Spalten des Laki wie des Leirhnúkur sind Krater verschiedenen Alters vorhanden. Während 1783 der Ausbruch des Laki stattfand, öffnete sich die ganze Spalte und goß Lava aus, bei dem Ausbruch des Leirhnúkur 1725—29 öffnete sich nur der nördliche Teil der Hauptspalte, sowie mehrere kleine parallele Spalten. Die Laki-Spalte gewährte dem glühenden Magma freieren Ausgang, so daß die Ausbrüche hier viel heftiger waren; zuerst öffnete sich der südliche Teil der Spalte südwestlich vom Laki, und sieben Wochen später auch der nordöstliche, so daß die Lava gleichzeitig aus der ganzen 30 km langen Spalte hervorquoll, auch befand sich ein großer Teil der Krater gleichzeitig in Tätigkeit. Die Ausbrüche des Leirhnúkur waren zahmerer Natur. Nur wenige Krater entstanden auf einmal, und waren dieselben eine Zeitlang tätig gewesen, wurden sie von anderen abgelöst. Auch in der Masse der Produktion der beiden Kraterreihen war ein großer Unterschied. Während der Leirhnúkur mit den nahegelegenen Kraterreihen im Laufe von vier Jahren ungefähr 1 cbkm Lava (ca 1018 Mill. cbm) hervorbrachte, warf der Laki in sechs Monaten 15 cbkm Lava und Schlacken aus.

Der Übersicht wegen sollen gleichzeitig die größten isländischen Vulkanspalten genannt werden, welche in historischer Zeit Eruptionen aufweisen:

Eldgjá, eine ungeheuer große offene, klaffende Spalte mit sehr unbedeutender Kraterbildung und einer Länge von 30 km. Ausbrüche im 10. Jahrhundert (930—50), vielleicht auch in vorhistorischer Zeit. Das Areal der Lavaströme beträgt 693 qkm, das Volumen 9325 Mill. cbm.

Laki, eine Kraterreihe mit 100 Kratern. Die Länge der Spalte beträgt 30 km. Ausbrüche im Anfang des 10. Jahrhunderts und 1783. Die Lavaströme, welche bei dem letzten Ausbruch gebildet wurden, bedecken ein Areal von 565 qkm mit einem Volumen von

12320 Mill. cbm; außerdem wurden 3000 Mill. cbm Asche, Bomben und Schlacken ausgeworfen.

Leirhnúkur, eine Kraterreihe mit 80—100 Kratern; werden die nahegelegenen Spalten mitgerechnet, so steigt die Anzahl der Krater bis über 150. Mehrere vorhistorische Ausbrüche. In den Jahren 1725—29 fanden Ausbrüche im nördlichen Teile der Spalte, sowie von mehreren kleineren, parallelen Spalten statt. Das Volumen der Lavaströme von 1725—29 beträgt ca 1018 Mill. cbm, das der älteren Laven derselben Spalten wahrscheinlich 3—4000 Mill. cbm.

Sveinagjá, Kraterreihe mit 50—60 Kratern in vier Gruppen. Die Länge der ganzen Spalte beträgt ungefähr 25 km. Ausbrüche im Jahre 1875, wobei die Spalte ca 300 Mill. cbm Lava in sechs Monaten ausgoß.

Brennissteinsfjöll aus mehreren nahegelegenen Kraterreihen und Explosionskratern (ca 100) bestehend. Spaltenlänge ca 20 km, Ausbrüche 1340, 1389.

Kraterformen.

Die einzelnen Krater der isländischen Kraterreihen sind von mannigfacher Form, Höhe und Größe, auch ist die Stellung zueinander und der Abstand zwischen den einzelnen Kratern sehr verschieden. Auf sehr regelmäßigen Spalten, wie der Laki-Spalte, sind die Krater einigermaßen gleichmäßig verteilt in ununterbrochener Reihenfolge geordnet, an anderen Stellen sind sie in Gruppen zusammengedrängt mit Zwischenräumen von einigen hundert Metern und darüber. Zwischen den Kratern ist häufig die offene Spalte sichtbar, umgeben von Lavaschaum oder von Lava oder Schlackenrücken begrenzt. Schöne Beispiele dieser Art sind auf der Hellisheidi und an anderen Orten auf der Halbinsel Reykjanes zu sehen. Zuweilen sind auch die Spalten unter der Lava verschwunden. Die meisten Krater sind schwarz oder dunkelbraun, häufig auch von roter Farbe in verschiedenen Schattierungen, ziegelrot und selbst blutrot. Davon schreiben sich die vielen isländischen Namen für Kraterreihen, wie Raudhólar, Raudukúlur u. a. m.[1]) her. Meistens, wenn auch nicht immer, haben die alten Krater eine rote Farbe, auch ist es nicht ausgeschlossen, daß junge Krater ziegelrot sind. Meistens sind die Krater aus Schlacken, mit Lavaklecksen und Bomben vermischt, aufgebaut. Die Schlacken enthalten eine Menge Blasenräume und bestehen aus ziegelrotem oder rötlichgelbem Glas mit vielen zerstreuten Krystallen von Plagioklas und Augit. Der zerbrechliche Kraterbau vermag merkwürdig lange Zeit dem Einfluß der Witterung zu widerstehen, der Regen verschwindet spurlos in den lose aufgehäuften Schlacken, wie die Lavastrecken überhaupt das Wasser aufsaugen; namentlich sind es Schnee und Frost, unter deren Einfluß die Kraterkegel verwittern und zerstört werden. Oft haben die Krater einen Überzug von Lava, der die Schlacken zusammenhält und ihnen größere Festigkeit verleiht; zuweilen ist auch die Lava in die Schlacken kleinerer Krater gangförmig eingedrungen, wodurch der Krater größere Stabilität erlangt. Manchmal sind die Krater aus lauter Lavaklecksen und aufgehäuften Lavablöcken aufgebaut, oder aus dünnen Lagen zähflüssiger Lava zusammengefügt, so daß ein solcher Krater einem eisernen Kochtopf ähnlich sieht.

Die Höhe der einzelnen Krater auf den Kraterreihen ist sehr verschieden. Einige Krater sind so klein, daß sie wie Spielzeug aussehen. Die gewöhnlichste Höhe beträgt 20—30 m, jedoch gibt es auch welche, die eine Höhe von nur 10 m und darunter besitzen, Krater von 50—100 m Höhe sind nicht selten, einzelne sind über 100 m, aber fast niemals über 150 m hoch. Krater von größeren Dimensionen gehören nicht mehr einer Krater-

[1]) Raudur = rot.

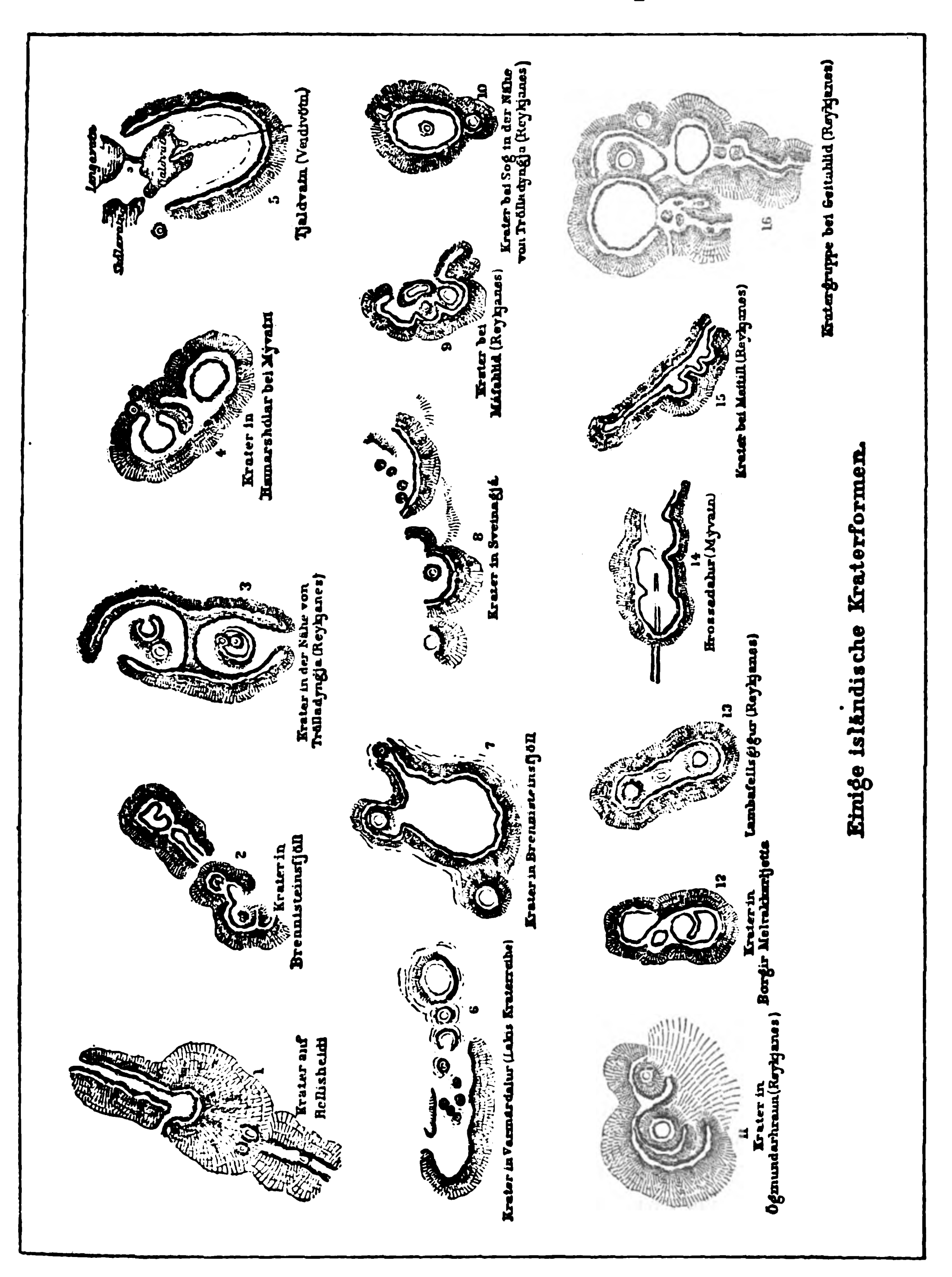


reihe an, sondern sind selbständige Vulkane, wo das Magma längere Zeit hindurch an derselben Stelle ausgebrochen ist. Die Neigung der Krater ist je nach dem Alter und der Zusammensetzung der einzelnen Krater verschieden. Am steilsten sind die Krater, welche ausschließlich aus Lavaklecksen oder Lavablöcken aufgebaut sind, dieselben können eine Neigung von 40—50° haben. Die Steilheit der Schlackenkrater ist abhängig von der Größe der Bruchstücke, je größer die einzelnen Schlacken, desto steiler die Böschung des Kraters. Ein aus mittelgroßen Schlacken aufgebauter Krater hat gewöhnlich eine Neigung von 25°, bei größeren Schlacken 30—35°, bei kleineren 15—20°, und alte Krater mit kleinen Schlacken haben zuweilen nur eine Neigung von 10—15°. Tritt Lava zwischen die Schlacken, so kann das regelmäßige Äußere des Kraters sowie die Neigung des Kegels oft verändert werden, die Lava tritt in Absätzen, Auswüchsen u. dgl. m. hervor. An älteren Kratern ist oft die Neigung des inneren Bechers verhältnismäßig gering; jüngere Krater sind inwendig viel steiler und die Mündung kann, wenn sie aus Lava aufgebaut ist, beinahe senkrechte oder sogar überhängende Wände haben.

Die Gestalt der einzelnen Krater weist viele Variationen auf. Die vollkommen regelmäßige Kegelform mit einem Becher im Gipfel ist nicht gewöhnlich und nur da vorhanden, wo Schlacken- und Ascheproduktion überwiegend und der Ausbruch überhaupt weniger heftig war. Wo die Ausbruchsspalte große Massen von Lava hervorgebracht hat, ist beinahe immer der Kraterring durchbrochen, und zwar häufig auf einer längeren Strecke, so daß der Kraterwall die Form eines Hufeisens hat; zuweilen ist auch der Kraterring an zwei oder mehreren Stellen durchbrochen, wenn die Lava nach mehreren Richtungen hin ausgeflossen ist. Vom Krater führen sehr häufig tiefe Kanäle mit steilen Wänden, die ausgetrockneten Flußbetten gleichen und der glühenden Lava als Abflußrinnen dienten, in den Lavastrom hinaus; nachdem die Lava aufgehört hatte auszuströmen, fiel die Lavakruste auf diesem Abflußkanal häufig zusammen, was jedoch nicht immer geschah, so daß man unter einer dünnen Lavadecke oft lange, röhrenförmige Höhlen mit vielfach durchbrochener Decke antrifft. Zuweilen ist die eine Hälfte des Kraters abgesprengt worden oder zusammengefallen, und die Lava ist ungehindert längs der Spalte ruhig ausgeflossen. In vielen Kratern sind andere kleinere vorhanden, vielleicht zwei oder drei konzentrische Kreise, wo die Ausbruchstätigkeit verhältnismäßig ruhig abgenommen hat. Einige Krater sind elliptisch oder länglich mit mehreren Löchern im Boden oder kleineren Kratern nebeneinander längs der Ausbruchsspalte. Die isländischen Krater sind jedoch bei weitem nicht immer so regelmäßig. Es kommt vor, daß die Lava längs der ganzen Spalte übergekocht und nach beiden Seiten ausgeflossen ist, aber noch häufiger haben Dampfexplosionen, die wie Kanonenschüsse aus dem Innern der Erde durch die Spalte hinaufdringen, den Kanal an einigen Stellen erweitert, so daß Asche, Schlacken und Lava, nachdem größere Löcher ausgesprengt waren, längere Zeit hindurch auf derselben Stelle ungehindert hervorbrechen konnten, wodurch sich dort ein stabiler Krater bildete, der zu einer beträchtlichen Höhe und Größe heranwachsen konnte. Das ist jedoch keineswegs immer der Fall, in vielen isländischen Ausbruchsspalten haben fortdauernde Veränderungen der Ausbruchsstellen stattgefunden, indem die Dämpfe bald hier, bald dort aus dem Innern der Erde hervorbrechen und die niedrigeren Krater, welche sich in kurzer Zeit aufbauen, sehr verschieden zusammengesetzt sein können, da die Ausbruchsöffnungen unausgesetzt den Platz wechseln. Häufig werden auch die ersten Krater zerstört oder von neu hervorbrechenden Lavamassen verschluckt. Eine eingehendere Beschreibung der verschiedenen zusammengesetzten Kraterformen würde zu viel Raum erfordern, weshalb ich auf die beifolgenden Kraterpläne verweise.

Aus demselben Grunde können wir hier auch nicht die Beziehungen der Kraterreihen und Ausbruchsspalten zu der Gestalt der Oberfläche, den Senkungen und der allgemeinen

Tektonik des Landes diskutieren. Wie schon früher bemerkt, scheinen die Ausbruchsspalten nicht an die äußere Gestalt der Oberfläche gebunden zu sein, sie kommen ebensogut oben auf den scharfen Bergrücken wie an den Bergabhängen und auf dem flachen Lande,



Einige isländische Kraterformen.

in jeder beliebigen Höhe über dem Meere, vom Niveau desselben bis zu 1300 m ü. M. vor. Senkungen von Streifen Landes, derselben Richtung wie die Spalten folgend, sind längs der Ausbruchsspalten und Kraterreihen sehr allgemein. Daß die Kraterreihen, welche C. E. Dutton in Utah beobachtet hat, besonders am höheren Rande bei gesenktem oder

niedrigem Terrain, aber niemals im Tale oder in der Senkung vorkommen, ist ebenfalls auf Island wahrgenommen worden, jedoch ist diese Regel der vielen Ausnahmen wegen nicht von allgemeiner Gültigkeit. Daß sich an der einen Seite der Kraterreihe Strecken Landes gesenkt haben, nachdem der Ausbruch begonnen oder aufgehört hatte, kann an vielen Orten beobachtet werden, wie bei der Ögmundarhraun, Trölladyngja, am Borgir, Leirhnúkur



und mehreren anderen Orten. Bei dem Krater Gardahraunsgígur auf Reykjanes ist das eigentümliche Verhältnis auffallend, daß der Krater jetzt niedriger ist, als der von demselben ausgegossene Lavastrom, indem sowohl der Krater selbst als auch ein westlich von demselben befindlicher Streifen Landes quer über den Lavastrom sich gesenkt hat.

Kratergruppen.

Auf Island trifft man vielfach auf große Kratergruppen, aus einer Menge Kegel und Krater bestehend, richtige Mondlandschaften im verkleinerten Maßstab. Die Stellung der Krater zueinander ist unregelmäßig, so daß sie im allgemeinen nicht nach den Spaltenlinien geordnet werden können, die doch auf den nahegelegenen Kraterreihen deutlich hervortreten, vereinzelt haben sogar Ausbruchsspalten alte Kratergruppen durchklüftet. Eine Eigentümlichkeit vieler Kratergruppen besteht darin, daß sie meistens Schlacken und Asche, aber wenig oder gar keine Lava ausgespieen haben, die Kraterringe sind oft verhältnismäßig niedrig, obwohl von großen Dimensionen, zuweilen bestehen sie nur aus runden Löchern ohne erhöhten Rand und enthalten häufig Kraterterrassen. Einige unregelmäßige Gruppen von kleineren Kratern, wie z. B. westlich vom Mývatn, sind aller Wahrscheinlichkeit nach auf mehreren, dicht beieinander liegenden Spalten entstanden, wogegen die größeren Kratergruppen durch heftige Explosionen einer Anzahl nahe liegender Kanäle und Röhren hervorgebracht sind, welche die unterhalb liegende Breccie und Tufflage ohne Rücksicht auf Spalten und Dislokationen durchlöchert haben. In der Nähe des Vulkans Trölladyngja auf Reykjanes sind mehrere Kratergruppen vorhanden, aber der Vulkan selbst ist über einer regelmäßigen Spalte mit vielen Kratern aufgebaut. In den 100—150 m tiefen Klüften Sog, südwestlich von der Trölladyngja befinden sich mehrere Gruppen teilweise sehr alter, zusammengefallener Krater, von denen mehrere auf nahen, parallelen Spalten geordnet zu sein scheinen, während andere in der Nähe des Sees Grænavatn unordentlich dicht nebeneinander gruppiert sind; ein hier befindlicher alter Schlackenkrater mit einem Umkreis von 760 m besaß nur eine Neigung von 2—3°, ein anderer, etwas steilerer Krater hatte einen Kreisumfang von 1160 m; diese größeren Krater sind von vielen anderen kleineren umgeben. Bei Krisuvik liegen in der Nähe der Solfataren zwei Seen. Gestastadavatn und Grænavatn, die nebst mehreren anderen runden Löchern alte Explosionskrater zu sein scheinen.

Nirgends sind so viele große Kratergruppen auf Island vorhanden, als bei den Seen Fiskivötn im Innern des Landes, westlich vom Vatnajökull. Hier befinden sich sowohl kegelförmige größere und kleinere Krater, wie auch Vulkanspalten. Es wäre von großem

Interesse, eine detaillierte Karte von dieser Gegend zu besitzen, die aber leider nicht existiert. Der Mangel an Spezialkarten erschwert es im höchsten Grade, die Geologie von Island, namentlich die Vulkanologie, zu bearbeiten, denn eigenhändig Spezialkarten der besonders interessanten Lokalitäten aufzunehmen, ist sowohl sehr kostspielig, als auch zeitraubend und oft unausführbar, hat man nicht unbegrenzte Zeit zur Verfügung, zumal in einem Lande, wo die Witterung oft so große Hindernisse in den Weg legt. Nordwestlich von den Bergen Tungnárfjöll 580—600 m ü. M. befindet sich eine Gruppe von Seen, Fiskivötn oder Veidivötn genannt, in einer öden Gegend, von Schlackenrücken, vulkanischem Schutt, Bomben und Asche umgeben. Mehrere der Seen sind Kraterseen, aber von den größeren Seebassins ist jedes für sich, nicht von einem einzelnen Krater, aber von vielen Kraterringen gebildet, die miteinander verschmolzen sind; verschiedene kleinere Seen werden jedoch bei näherer Untersuchung in tiefen Kratern versteckt gefunden. Der kleine See Tjaldvatn liegt in einem alten, großen Krater, dessen Durchmesser 2—3 km beträgt. Der See hat viele Buchten und Wieken, nimmt aber kaum die Hälfte des Kraterbodens ein. Die aus Lavaschutt Schlacken und Bomben aufgebauten bogenförmigen Kraterränder, mit einer Höhe von 60—90 m über dem See schließen eine schmale Lavaterrasse ein, die einen älteren, höher liegenden Lavaboden zu bezeichnen scheint, der später gesunken ist. Die Lavaströme, welche aus der Zeit stammen, als der große Krater gebildet wurde, konnte ich nicht sehen, sie waren mit Schlacken und Lavaschutt bedeckt, wogegen die den Kraterboden bedeckende Lava von einer neueren Ausbruchsspalte mit mehreren kleineren Kratern herrührt, die später nicht nur diesen alten großen Krater, sondern auch verschiedene andere, nach NO gelegene, zerklüftet hat. In dem südwestlich vom Tjaldvatn zunächst liegenden See Skálavatn, der bedeutend größer und von Kratergruppen umgeben ist, befinden sich mehrere Inseln, anscheinend ausgebrannte Krater; im Boden des Sees sollen tiefe Kessel und Abgründe vorhanden sein. Nordöstlich vom Tjaldvatn befinden sich auf sehr vulkanischem Terrain zwei kleinere Seen, Fossvötn; durch die Seen Skálavatn, Tjaldvatn und Fossvötn erstreckt sich die ca 15 km lange neuere Ausbruchsspalte aufwärts nach dem Stórisjór hin. Auf dieser Spalte findet sich eine Kraterreihe mit der Hauptrichtung nach NO, die jedoch mehrere Krümmungen macht; die kleinen, steilen, zackigen Krater bilden einen Wirrwarr und sind aus Lava aufgebaut. Viele davon sind mit Wasser angefüllt, und die zusammengeschraubten Lavamassen sind von zahlreichen Sprüngen durchzogen. Die Kraterspalte hat mehrere der alten Schlackenkrater zerklüftet und nach beiden Seiten Lava ausgegossen; nur bei den Fossvötn befindet sich eine größere Lavastrecke, deren Oberfläche sehr uneben ist. Das ganze Terrain um diese Seegruppe, mit einem Areal von 150—200 qkm, ist mit Kratergruppen bedeckt. Von den vulkanischen, mit Lavaschutt, Schlacken und Asche bedeckten Flächen am Vatnakvísl erhebt sich eine Reihe von Gipfeln. Ich bestieg 1889 eine der pyramidenförmigen Spitzen, welche die Umgebung um 260 m überragte, und es zeigte sich, daß die spitzen Anhöhen Reste von großen, alten Kratern waren, welche die Denudation arg mitgenommen hatte. Die höchsten Spitzen des Kraterrandes nehmen sich in der Entfernung wie isolierte Pyramiden aus. In diesen aus regelmäßigen Schichten von Scorien und Bimsstein aufgebauten Kratern sind tiefe Furchen und Rinnen vom Regen ausgewaschen. Zwischen den Scorien befinden sich einzelne größere Basaltsteine, auch sieht man nicht selten kleine Brocken von Liparit. Die Krater haben nicht Lava ausgegossen, sondern sind unter heftigen Explosionen aufgebaut worden, bei welchen Scorien und Bimsstein sowie Stücke der Gesteine, welche wahrscheinlich den festen Untergrund bilden, ausgeworfen wurden. Der südlichste Krater ist von beträchtlichem Umfang und auf dem Boden desselben befindet sich ein kleiner runder See mit direktem Abfluß in die Tungná.

Explosionskrater,

in historischer Zeit durch eine einzelne vulkanische Katastrophe hervorgerufen, sind ziemlich selten auf Island. Einer der bekanntesten ist der Víti (Helvíti), welcher sich nördlich vom Mývatn, am Abhang des Berges Krafla 558 m ü. M. befindet und am 17. Mai 1724 bei dem plötzlichen Ausbruch gebildet wurde. Dieser Ausbruch scheint den Charakter einer vollkommenen Explosion gehabt zu haben. Der Krater entstand an den Tuffabhängen der westlichen Seite des Berges Krafla (828 m) eines Tuffrückens, der eigentlich kein Vulkan ist, wenn man nicht den Víti als den Krater des Krafla ansehen will. Weder am Krafla noch in den nächsten Umgebungen zeigte sich in postglazialer Zeit irgendwelche Spur von vulkanischer Tätigkeit. In der Nacht zwischen dem 16. und 17. Mai 1724 wurde die Gegend um den Mývatn von gewaltigen Erdbeben erschüttert, so daß mehrere Häuser umfielen; am folgenden Morgen um 9 Uhr entstand der Krater, der Asche, Scorien und Bomben in solchen Massen ausspie, daß der Erdboden östlich vom Mývatn auf einer Strecke von 10—15 km von der Ausbruchsstelle mit einer Aschen- und Schlackenschicht von der Dicke eines Meters bedeckt wurde. Der Ausbruch selbst währte nur kurze Zeit; dem ziemlich unklaren Bericht zufolge warf der Vulkan nur am ersten Tage Asche und Steine aus. Diese Explosion gab das Signal zu heftigen Ausbrüchen an anderen Orten am Mývatn, besonders auf der Linie des Leirhnúkur, die mit kurzen Zwischenräumen fünf Jahre hindurch anhielten, während große Lavaströme gebildet wurden und viele Krater entstanden. Bei dem Ausbruch des Víti war die Dampfentwicklung sehr bedeutend, und der Vulkan warf u. a. Blöcke eines eigentümlichen Liparit, des sog. Krablit, aus, der wahrscheinlich den festen Untergrund um den Explosionskanal bildete. Als E. Olafsson im Jahre 1752 den Ort besuchte, war der Krater in einen mächtigen kochenden Schlammpfuhl verwandelt, von dem erstickende Dämpfe und hohe Schlammsäulen aufstiegen, welche Tätigkeit sich mit abnehmender Kraft bis um das Jahr 1840 fortsetzte, als der Krater in einen grünlichen See verwandelt wurde, der im Jahre 1871 eine Wärme von 12° bei 10° C Lufttemperatur hatte; als ich 1876 und 1884 den Ort besuchte, waren die Verhältnisse beinahe unverändert. In den nahen Klüften sind viele Schwefelquellen mit erheblicher Dampfentwicklung vorhanden. Víti besteht aus einer runden oder vielmehr ovalen Vertiefung, deren Ränder nur sehr unbedeutend über die Umgebungen hervorragen; sein Diameter mißt 315 m bei einer Tiefe von 15—50 m bis zum Wasser. Unmittelbar südöstlich vom Krater befinden sich ungefähr auf gleicher Höhe zwei andere, bedeutend kleinere ovale Vertiefungen, von Schwefelquellen umgeben, die vielleicht bei derselben Gelegenheit gebildet wurden. Bei der Explosion wurden die Ausbruchsprodukte so weit fortgeschleudert, daß nur ein kleiner Teil davon in der Nähe der Ausbruchsöffnung zu Boden gefallen ist.

Ein anderer Explosionskrater, der in historischer Zeit einen Ausbruch aufweist, befindet sich in der Askja 1148 m ü. M. Der Krater wurde während eines heftigen Ausbruchs am 29. März 1875 gebildet; dieser Ausbruch war ebenfalls von sehr kurzer Dauer, er währte nur einen halben Tag, aber er förderte eine ungeheure Menge liparitischen Bimsstein zutage, der ein Areal von 5—6000 qkm im östlichen Island bedeckte und dessen Staub bis nach Norwegen und Schweden geführt wurde. Der Krater selbst ist verhältnismäßig sehr klein und befindet sich am Rande des nordöstlichen Winkels der Einsenkung auf gleicher Höhe mit dem Lavaboden der Askja, über welchen er sich nur um 12 m erhebt. Der Krater besitzt nur einen Durchmesser von 90 m bei einer Tiefe von 45 m, nach außen bildet er eine gleichmäßig abgeschrägte Fläche mit sehr kleiner Böschung von getrocknetem Bimssteinschlamm zum Talboden hinab, während seine Wände nach innen beinahe senkrecht sind. Im Jahre 1876 entstiegen dem Krater nur heiße Wasserdämpfe,

im Jahre 1884 war jedoch der Boden des Kraters in einen kochenden Pfuhl mit bläulichgrünem Ton verwandelt. Aus einer Öffnung im Boden des Kraters, unmittelbar an dessen südlicher Seite brach eine dicke Dampfsäule unter Getöse und Gebrüll hervor, und rings umher bahnten sich kleinere Dampfsäulen durch Spalten und Löcher in der Kraterwand einen Ausweg. Während des Ausbruchs wurde durch die gewaltige Explosion aus dem engen Kessel wie aus einem Kanonenrohre in wenigen Stunden 3—4 cbkm Bimsstein geschleudert. Am 3. Januar 1875 fanden ebenfalls heftige Explosionen von älteren Kratern am südlichen Teile der Einsenkung der Askja statt, welche wenig Asche und gar keine Lava produzierten, hingegen wurden gewaltige Tuff- und Basaltblöcke losgesprengt, von denen einige 30 cbm groß waren und 30—40 m in die Luft geschleudert wurden. Einer von diesen Kratern warf 6 cbm große Blöcke aus Schuttkonglomerat mit Eis als Bindemittel aus. Nach dem Ausbruch am 3. Januar begannen die Ausbrüche in der Sveinagjá 60 km nördlicher, die Ausbruchsspalten öffneten sich hier erst am 18. Februar und die Ausbrüche von Lava und Asche währten bis in den August hinein.

In Verbindung hiermit kann gleichzeitig erwähnt werden, daß in Ölfus während der heftigen Erdbeben in der Nacht vom 5. zum 6. September 1896 eine Explosion in der Nähe vom Hveragerdi, einer Gruppe warmer Quellen, stattfand und ein ovales Quellenbassin mit einer Länge von 16 m und 8 m Breite entstand. Unter fürchterlichem Donner und Krachen wurden Dampfstrahlen und Steine ca 200 m hoch in die Luft geschleudert, und dieser Ausbruch währte ungefähr anderthalb Stunden. Die Explosion muß in der Nähe der Oberfläche vor sich gegangen sein, denn es wurden nur Kieselsinter und einige kleine Bruchstücke von Tuff ausgeworfen, welche Gesteine an der Oberfläche der nächsten Umgebungen vorkommen. Die Explosion war trotz ihrer Heftigkeit nicht vulkanischer Natur, und der Explosionskanal reichte nicht zu den tieferen Lagen hinab. Als ich am 26. Juni 1897 den Ort besuchte, war das Explosionsbecken mit Wasser angefüllt, das eine Temperatur von 72° C hatte. Ferner kann erwähnt werden, daß mehrere der großen, während der Erdbeben 1896 gebildeten Spalten den vulkanischen Spalten sehr ähnlich sahen, obwohl sie keine Spur einer vulkanischen Tätigkeit verrieten. Die größte, bei dem Erdbeben am 5. September 1896 entstandene Spalte in der Landschaft Skeid besaß eine Länge von 11 km mit der Richtung N 30° O. Im Juli 1897 war sie $\frac{1}{2}$—1 m breit, aber auf ihr befanden sich Reihen von Löchern, mit Wasser angefüllt, wo die Rasendecke und die darunterliegende Lava kreisförmig niedergesunken waren und Vertiefungen von 4—5 m im Durchmesser gebildet hatten. In der Landschaft Land war ebenfalls eine 15 km lange Spalte mit der Richtung N 10° O vorhanden, die an einzelnen Stellen eine Breite von 3—4 m und ebenfalls viele Löcher desselben Aussehens, wie die obengenannten, besaß.

Lavakuppen.

In Island kommen große Vulkane mit geringer Böschung, ausschließlich aus Lavaströmen aufgebaut, recht häufig vor, aber merkwürdigerweise scheinen ältere Geologen diese eigentümlichen und zuweilen imponierenden Lavakuppen nicht bemerkt zu haben. Vulkane dieser Gestalt, von ganz kleinen, nur 100 m hohen Lavakuppen bis zu Bergen mit 12—1400 m Höhe und 15 km im Durchmesser, habe ich in verschiedenen Teilen des Landes gefunden. Dergleichen Lavakuppen hat man bereits früher auf den Sandwichinseln gekannt, wo sie jedoch bedeutend größer als auf Island sind. Der isländische Name für Lavakuppen ist »dyngja« (pl. dyngjur), sie heben sich von der Umgebung als schildförmige Kuppen mit einer zum Umfang verhältnismäßig geringen Höhe ab. Die Neigung im obersten Teile des Berges ist nur unerheblich größer als im untersten und über-

steigt selten 7—8°, meistens ist der Böschungswinkel noch geringer und beträgt nur 1—2°. Die Abhänge der Vulkane sind ausschließlich mit holperiger Plattenlava bedeckt, die meistens sehr porös und verhältnismäßig leicht und häufig auf der Oberfläche glasiert ist. Zahlreiche große Lavahöhlen kommen in den Bergabhängen vor, wo die Lava oft lange vom Krater aus divergierende Röhren gebildet hat; die Wölbungen derselben sind vielfach durchbrochen, so daß man in diese Tunnel hineinkriechen kann, die oft mit großen Lavastalaktiten besetzt sind. An einigen Stellen sind die Röhren zusammengefallen und an der Oberfläche als Rinnen sichtbar, während sie sich an anderen Stellen zu ziemlich geräumigen Höhlen erweitern. Dergleichen Lavatunnel und Höhlen kommen ebenfalls an Vulkanen in anderen Ländern, wie z. B. auf Hawaii und Ferro vor. Die Lava, welche diese Kuppen gebildet hat, ist sehr dünnflüssig gewesen, und die einzelnen Lavalagen waren oft 20—30 cm, zuweilen nur 10—15 cm dick. Auf den Gipfeln dieser Vulkane befinden sich auf Island wie auf Hawaii, kreisförmige oder elliptische Einsenkungen, häufig von riesenhaften Dimensionen. Die Ränder dieser Einsenkungen zeigen oft konzentrische Brüche. die steilen Felsabhänge sind terrassenförmig gespalten und nach dem flachen Kraterboden hinabgesunken. An einigen Stellen ist die Einsenkung derartig mit Lava angefüllt, daß ihr Umfang nur von einem Kreise kleiner Lavaspitzen bezeichnet ist. Untersucht man den Boden dieser Krater, so zeigt es sich, daß er augenscheinlich früher ein Lavasee war wie der bekannte Krater Kilauea auf Hawaii. Das Niveau des Lavasees hat sich zu verschiedenen Zeiten gehoben und gesenkt; nachdem die Oberfläche erstarrt war, sind häufig einige Partien dieser so gebildeten Lavaebene durch die unterirdische Wärme geschmolzen, und neue Ausbrüche haben stattgefunden und andere kleinere, oft sehr tiefe, kesselförmige Öffnungen sind entstanden. Diese Einsenkungen können nicht Krater im eigentlichen Sinne des Wortes genannt werden, die Ränder sind nicht erhöht, auch hat sich kein vulkanisches Material rings um die Ausbruchsöffnungen aufgetürmt, die sich nur allmählich im Verhältnis zu den Umgebungen gesenkt haben. Die Ausbrüche haben nur Lava produziert, von Asche, Scorien und Bomben ist keine Spur zu entdecken. Die Lava ist ganz ruhig aus der Öffnung geflossen, Merkmale von heftigen Explosionen sind nicht zu entdecken. Außerhalb der eigentümlichen Ausbruchsöffnungen befinden sich auch häufig größere oder kleinere runde Kesselschlünde mit steilen Wänden und von großer Tiefe. Dergleichen Einsenkungen kommen selten, außer bei den Vulkanen von der eigentlichen »dyngja«-Gestalt vor, doch werden sie bisweilen in vulkanischen, aus Tuff aufgebauten Bergen gefunden, wie die gewaltige Askja, welche wir später besprechen werden, eine solche Einsenkung ist. Zuweilen geschieht es, daß sich eine ganze Lavakuppe nach den Ausbrüchen gesenkt hat. Obwohl diese Vulkane in Reihen nach den gewöhnlichen Systemen der vulkanischen Spalten geordnet sind, habe ich doch nirgends gesehen, daß sie auf Spalten als Kraterreihen aufgebaut wären; jeder einzelne ist ein Vulkan für sich, wo die Lava lange Zeit hindurch aus derselben Öffnung gequollen ist, bis sich die Kuppe aufgebaut hatte. Sie haben ausschließlich basaltische Lava ausgegossen, von liparitischer Lava oder anderem sauren Gestein ist keine Spur zu entdecken und zwischen den einzelnen Lavaströmen sind weder Tuffe noch Breccien vorhanden. Meistens ragen diese Lavakuppen wie gewaltige Schilde auf dem Hochlande empor (Skjaldbreid, Trölladyngja), aber zuweilen sind sie auch neben einem Tuffgebirge (Heidin há) oder am Ende eines Tuffrückens (Kollótta dyngja) aufgebaut.

Von keiner dieser Lavakuppen weiß man mit Sicherheit, ob sie in historischer Zeit Ausbrüche gehabt haben, aber in der Vorzeit haben sie gewaltig zur Bildung der isländischen Lavawüsten beigetragen. Während der Eiszeit und kurz vor derselben waren Kuppenvulkane noch allgemeiner, mehrere derselben, auch mit größeren Dimensionen (z. B. Ok),



sind noch wohlerhalten, und wir werden sie in einem späteren Abschnitt über doleritische, gescheuerte Lava eingehender besprechen. Von postglazialen Lavakuppen oder Stromvulkanen habe ich auf Island im ganzen 16 gefunden, und die Dimensionen von mehreren sind auf beifolgender Tabelle zu sehen. Die Größe ist sehr verschieden, einige von ihnen sind ganz klein, andere sind große Berge, die in der Landschaft eine Rolle spielen, obwohl sie sich keineswegs mit den kolossalen Lavakuppen auf Hawaii messen können. Der größte von ihnen ist die Trölladyngja im Odadahraun, die ein Volumen von ungefähr 35 cbkm besitzt, werden aber die von diesem Vulkan über das Hochland ausgegossenen Lavaströme mitgerechnet, so muß die Lavamasse, welche an dieser Stelle ausgeflossen ist, ungefähr verdoppelt werden.

Höhe und Böschungswinkel einiger isländischer Lavakuppen (dyngjur).

	Höhe über Meer	Relative Höhe	Böschungswinkel	Krater	
	m	m	°	Länge m	Breite m
Skjaldbreid . . .	1063	600	8—10 gegen O 4—6 gegen SW	—	282
Lyngdalsheidi . . .	—	—	2—3	—	—
Heidin há	637	502	2 gegen W 3 gegen SO	380	380
Selvogsheidi . . .	182	182	1—2—3	—	—
Skálarfell	83	83	4—5	94	80
Háleyjarbunga . .	44	44	3	138	138
Strýtur	872	ca 200	2	ca 1000	1000
Trölladyngja . . .	1491	600	3—4 unten 6—7 oben	1100	380
Kollótta Dyngja . .	1209	500	6—7 gegen N 8 gegen S	500	500
Ketildyngja . . .	950	350	1—2—3	1300	650
Kerlingardyngja . .	ca 1000	ca 400	2—3	—	—
Skuggadyngja . . .	—	—	6—7	—	—
Theistareykjabunga .	540	60	1 gegen W 4—5 gegen O	ca 2000	700
Stóra-Víti	—	—	1—1½	—	—

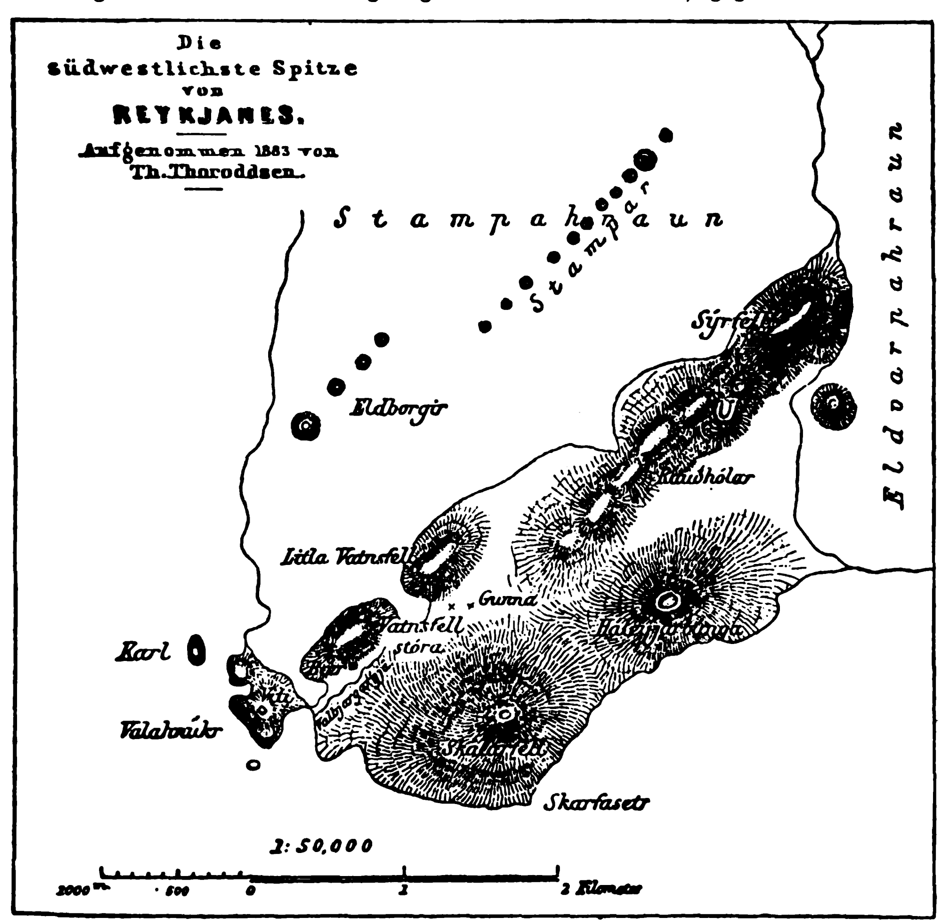
Am südöstlichen Rande des Odádahraun liegt der Vulkan Kollótta Dyngja, der mit Rücksicht auf seine Gestalt und Entstehung typisch für derartige Vulkane ist. Durch eine nähere Beschreibung desselben wird man sich ungefähr ein Bild dieser Lavakuppen machen können. Im Jahre 1884 brachte ich einige Wochen im Zelt auf einigen Rasenflecken bei Herdubreid, zwei Tagesreisen von den Ansiedlungen entfernt, zu und unternahm von dort aus längere Ausflüge nach den verschiedenen Teilen der Lavawüste. Am 19. Juli bestieg ich Kollótta Dyngja. Dieser Vulkan, der sich am südlichsten Ende der Tuffkette Herdubreidarfjöll erhebt, hat eine Höhe von 1209 m ü. M. und einen Umkreis von 19 km mit einer Neigung von 8° nach S und 6—7° nach N. Kollótta Dyngja ist niemals vordem oder nachdem besucht worden. Vormittags um 10 Uhr brachen wir von unserem Zeltplatz am Flusse Lindaá auf und schlugen die Richtung nach der Bergspitze Eggert ein, einem zerrissenen Brecciegebirge, an welches sich der Vulkan gegen N anlehnt. Unser Weg führte über sehr unebene Massen einer blauschwarzen Plattenlava. Die Oberfläche hat sich bei der Abkühlung gesenkt und ist in unzählige Stücke gebrochen, wodurch ein Gewimmel von Rücken, Höhen und Vertiefungen mit einer zahllosen Menge von Sprüngen entstanden ist, ein wahres Labyrinth für einen Reiter. Westlich von den Quellen des Grafarlandaá ging es leichter vorwärts, da die Vertiefungen hier teilweise von Flugsand und Lavaschutt ausgefüllt sind. In den Lavaströmen befinden sich hier und da glasierte Kessel und kegelförmige, eigentümlich gebildete Schlackenhaufen (Hornitos). Die Bergrücken, welche die

Fortsetzung des Gebirges Eggert nach N bilden, sind bedeutend niedriger, sie erhielten den Namen Hrútshálsar, die hier befindlichen Solfataren und Krater haben große Lavaströme nach beiden Seiten ausgegossen. Als wir uns diesen Höhenzügen näherten, trafen wir auf viele Spalten von S nach N, von denen einige mit Flugsand angefüllt und daher leicht zu passieren waren, bei anderen mußten die Pferde über Lavabrücken geführt werden, oder sie sprangen über lose Blöcke, die in die Spalten gefallen waren. Nach vierstündigen unermüdlichen Anstrengungen gelangten wir zu den Herdubreidarfjöll, die aus Tuff mit den abenteuerlichsten Verwitterungsformen an der Oberfläche aufgebaut sind. Darauf richten wir den Kurs nach S und ritten längs der Grenze zwischen dem Gebirge und der Lava, bis wir einen kleinen grünen Fleck (Hrútsrandir) im Winkel zwischen Kollótta Dyngja und den Tuffbergen, 653 m ü. M., erreichten. Ein Gebirgsbach hatte etwas Lehm und Sand auf die Lava hinabgespült, wo ein wenig Pflanzenwuchs im spärlichen Erdreich Wurzel gefaßt hatte. Hier ließen wir die Pferde zurück und setzten den Weg zu Fuß den Bergabhang hinauf fort. Als wir den Anstieg begannen, war der Himmel bezogen und die Temperatur fiel, bald begann es auch zu schneien. Wie die Lava gewöhnlich auf derartigen Vulkanen zu sein pflegt, war sie an den Gebirgsabhängen holperig, und die Oberfläche war mit Blasen und Falten bedeckt; eine Menge langgestreckte Kanäle, Röhren und Höhlen mit Lavastalaktiten fanden sich dort. Unsere Fußtritte gaben einen hohlen Klang, denn der ganze Boden ist unterminiert von langen, gekrümmten Kanälen, durch welche die dünnflüssige Lava vom Krater in unzähligen Bächen die Gebirgsabhänge hinabgeströmt ist. Als wir die Mitte des Abhangs erreicht hatten, war alles beschneit, jedoch setzten wir den Weg fort in der Hoffnung, daß die Schneewolken vorüberziehen würden, und erreichten nach Verlauf von zwei Stunden den Krater auf dem Gipfel des Vulkans. Hier harrten wir anderthalb Stunden, bis der Himmel sich etwas aufklärte und das Schneegestöber in südlicher Richtung dem Vatnajökull zu zog, so daß ich den Theodolit aufstellen und meine Messungen beginnen konnte. Es war sehr rauh, die Temperatur schwankte zwischen $\div 0{,}5°$ C bis $\div 1{,}5°$ C, aber wir froren viel mehr als sonst bei hartem Frost.

Kollótta Dyngja ist aus unzähligen Lavaströmen aufgebaut, die ruhig aus dem Gipfelkrater ausgeflossen sind. Die Lava am Abhang besteht aus breiten, teilweise hohlen Rücken, die strahlenförmig vom Hauptkrater abwärts führen. Mehrere Spalten durchziehen das Gebirge von N nach S, und auf einer derselben fand ich zwei ca 30 m hohe Krater. An dem Bergabhang, welchen wir hinanstiegen, sind die östlichen Ränder der Spalten bedeutend höher, was eine Senkung der Zentralpartie des Vulkans bekundet. Sowohl an den Gebirgsabhängen wie auf den Lavaströmen der Umgegend sind zahlreiche Hornitos in den merkwürdigsten Formen vorhanden, entweder von der zähflüssigen Lava zusammengeklebt, zuweilen in Form von glasierten Kesseln oder mit Lavaklecksen wie Schuppen an einen Tannenzapfen überkleistert, oder auch von zusammengefilzten Lavaseilen übersponnen. Die aufrechtstehenden Lavaspitzen sind häufig kreuz und quer von durchbohrten und glasierten Lavaröhren durchzogen, die von den elektrischen Ausladungen stammen, welche stets die großen Ausbrüche begleiten. Im Gipfel des Vulkans ist ein mächtiger Krater mit einem Durchmesser von ca 500 m und flachem Lavaboden vorhanden, der von einer steilen Lavawand mit zwölf aufrechtstehenden Spitzen umgeben ist. In der Mitte des Lavabodens findet sich ein regelmäßiger, recht schöner Kraterschlund, ein Kessel mit steilen Seiten, 150—200 m tief und 150 m im Durchmesser. Die Wände waren mit einer Eisrinde bekleidet, so daß der Kessel aussah, als wäre er aus Marmor gemeißelt. Auf seinem Boden lagen einige herabgefallene Felsenblöcke, die sich wie kleine schwarze Punkte auf weißem Grunde ausnahmen. Von der östlichen Seite dieses Kraterschlundes führt eine Rinne zu einem kleineren Krater,

außerdem finden sich auf dieser Lavaebene zwei andere unbedeutende Kratervertiefungen. Mehrere konzentrische Sprünge trennen die zentrale Lavafläche von der dieselbe umgebenden äußersten Lavamauer.

Nachmittags hatten wir vom Rande des Kraters eine recht gute Aussicht über einen großen Teil der Wüste Odádahraun, die Dyngjufjöll und die vielen Lavaflüsse, welche hier an den Bergabhängen hinabgestürzt sind. Eine trostlosere Landschaft kann man sich schwerlich vorstellen. So weit das Auge reicht, ist die Erde mit einer kohlschwarzen, erstarrten Masse überzogen, deren eintönige schwarze Farbe nur hier und da von rötlichen Schlackenhügeln und braunen Tuffgebirgen unterbrochen wird; gegen S schimmern die



Schneeflächen des Vatnajökull aus der Ferne, und von den angrenzenden ausgedehnten Flugsandstrecken lagern gelbbraune Staubwolken über den östlichen Sanden. Nirgends ist eine Spur von Leben zu entdecken und drückende Stille herrscht ringsumher. Um halb acht Uhr abends traten wir den Abstieg an, fanden unsere Pferde wohlbehalten und begaben uns auf den Heimweg. Wir schlugen jetzt einen besseren Weg ein, der etwas nördlicher über die Lava führte, ritten zu den Quellen des Grafarlandaá hinab und erreichten um zwei Uhr morgens unser Zelt. Es war eine wunderschöne Nacht, schneeweiße, fedrige Wolken schwammen in dem tiefen Blau des Himmels, Gebirge und Gletscher waren in goldigen Schimmer getaucht, die ganze Natur schlummerte im tiefsten Frieden und kein Geräusch unterbrach die lautlose Stille.

Die meisten Lavakuppen befinden sich auf Reykjanes und in der Wüste Odádahraun, sonst habe ich sie nur auf Kjalvegur und auf der Reykjaheidi beobachtet. Auf der

südwestlichsten Spitze der Halbinsel Reykjanes sind zwei kleine Vulkane dieser Art vorhanden, der Skálarfell (83 m) mit einem 94 m langen und 80 m breiten Krater und mit einer Neigung von 4—5°. Die Háleyjarbunga (44 m) mit einem Böschungswinkel von 3°, ist aus dünnen, 30—50 cm dicken Lavalagen mit sehr großen, metallartig schimmernden Olivinkristallen aufgebaut. Die Lava enthält Schlieren von verschiedener Dichte. Der runde Krater mißt 138 m im Durchmesser und ist 28 m tief, sein Boden ist mit Flugsand ausgefüllt. Je mehr man sich dem Boden des Kraters nähert desto kleiner werden die Olivinkristalle und desto mehr verdichtet sich die Lava. In der Nähe dieser beiden kleinen Lavavulkane finden sich viele Fumarolen und Solfataren. Bei Selvogur liegen zwei andere Lavavulkane. Heidin há ist 637 m hoch, mit einer Neigung nach W von 2°, nach S und O 3°. Am Gipfel findet sich ein großer, mit Lava ausgefüllter Krater, den ein Kreis aufrechtstehender Spitzen bezeichnet; der Durchmesser des Kraters beträgt ungefähr 380 m. Von diesem Vulkane ist die Lava nach Selvogur hinabgeströmt und hat sehr wesentlich zum Aufbau des Gebirges beigetragen und über alle Höhen hinweg das Plateau dermaßen geebnet, daß dessen südlicher Rand unter der gleichmäßig schräg abfallenden Gebirgskuppe verschwindet, die mit ihrem südlichen Fuße auf der Niederung 125 m ü. M. ruht, während der nördliche Teil sich an die Bláfjöll in 533 m Höhe ü. M. lehnt. Südlich vom Heidin há liegt unten an der Küste der andere, bei weitem niedrigere Vulkan Selvogsheidi (182 m). Er ist ebenfalls ein Stromvulkan mit sehr geringer Neigung, 1—2—3°. Der Krater ist gleichfalls mit Lava ausgefüllt und seine Lage wird durch einen Kreis von Lavaspitzen angegeben. Die Laven haben sich ebenfalls von hier über Selvogur bis zum Meere hinab ergossen und sich mit den Laven von Heidin há vermischt. In der Vertiefung zwischen diesen Vulkanen zieht eine Reihe großer Spalten von SW nach NO, deren nördliche Ränder höher sind als die südlichen, weshalb diese Spalten höchstwahrscheinlich durch eine Senkung der Selvogsheidi entstanden sind.

Skjaldbreid ist wohlbekannt, da dieser Vulkan von Thingvellir aus gesehen werden kann und schon längst durch seine schöne Form die allgemeine Aufmerksamkeit auf sich gezogen hat. Skjaldbreid erhebt sich als eine mächtige Lavakuppe ungefähr 600 m über das Hochland und erreicht dadurch eine Höhe von 1063 m ü. M.; nach O beträgt die Neigung des Gebirges 8—10°, nach S und W 4—6°. Die Lavaströme des Skjaldbreid breiten sich gegen W über einen Teil der Hochebenen aus, aber die meiste Lava ist als ein ca 23 km langer Strom nach S in den nördlichen Teil des Thingvallasees geflossen und hat das Tal zwischen dem Paß Godaskard und Tindaskagi ausgefüllt. Vom Fuße der Skjaldbreid bis zum Thingvallasee beträgt die Neigung nur 0° 57′, angenommen, daß der Fuß des Berges ungefähr 470 m über dem See liegt. Der am Gipfel befindliche Krater, der meistens mit Eis und Schnee gefüllt ist, hat eine etwas ovale Form mit steilen Rändern. Die Breite des Kraters beträgt 282 m. Es muß sehr lange her sein, daß auf dem Skjaldbreid Ausbrüche stattgefunden haben, denn auf dem unteren Lavastrom hat sich eine dicke Schicht Erdreich mit Buschwald und anderer Vegetation gebildet. Östlich vom Thingvallavatn befindet sich die Lyngdalsheidi, eine flache und breite Lavakuppe mit geringer Neigung (2—3°), am Gipfel ist ein mit Lava gefüllter Krater bei Thrasaborgir vorhanden und auf dem Vulkan ist ebenfalls ein Lavakessel oder Hornito unter dem Namen Tintron bekannt. Beträchtliche Lavaströme sind nach O und W ausgeströmt und haben sich mit den Laven der Kraterreihen in Grimsnes vereinigt. Unter der modernen Lava in Lyngdalsheidi findet sich gescheuerte Lava. Dieser Vulkan ist jedoch niemals untersucht worden, obwohl er auf der Touristenroute zu dem Geysir liegt.

Die größte Vulkankuppe im Odádahraun ist die Trölladyngja mit einer Höhe von 1491 m ü. M. und einem Durchmesser von ca 15 km. Die durchschnittliche Neigung ist

1:12, zu unterst nach NO beträgt sie 3—4°, zu oberst 6—7°, scheint aber nach SW größer zu sein. Am Gipfel befinden sich ein elliptischer Krater mit 1100 m Länge und 380 m Breite; er ist mit Eis und Schnee ausgefüllt. Aus dem Schnee ragt ein Lavarücken hervor, der den Krater in zwei Abteilungen teilt. Ich konnte keine größere Seitenkrater entdecken, obwohl solche bei näherer Nachforschung vielleicht gefunden werden. In den Abhängen des Vulkans sind jedoch viele Schlackenkegel und Hornitos vorhanden. Der Vulkan hat nach allen Seiten große Massen Lava ausgegossen, unter anderen einen kolossalen Lavastrom, Frambruni genannt, der eine Länge von 110 km besitzt und von dem sich ein Arm weit hinein in die Ansiedlung im Bárdardalur erstreckt.

Am östlichen Rande der Odádahraun befindet sich eine Reihe von Kuppenvulkanen, sowohl glazialen wie postglazialen Ursprungs. Auf der geologischen Karte zeigt es sich, daß sie sich in einer leicht gebogenen Linie vom Vatnajökull bis zum Meere erstrecken und durch Kraterreihen mit einander verbunden sind. Von den postglazialen Lavakuppen ist die früher besprochene Kollótta Dyngja die südlichste, aber ca 20 km nördlicher, nordwestlich von den Bergen Herdubreidarfjöll, befindet sich ein anderer ähnlicher Vulkan Kerlingar Dyngja, eine breite Lavakuppe mit schwacher Neigung (2—3°) und mit einer aufrechtstehenden Felsenspitze aus Breccie, welche Kerling heißt; hier scheint ein größerer Krater mächtige Lavaströme in die Lavawüste hinab, nördlich von den Dyngjufjöll, ergossen zu haben. Auf meiner Reise 1884 passierte ich am 28. Juli nachts den östlichen Abhang dieses Vulkans. Obwohl es hell war, wie es auf Island um diese Jahreszeit zu sein pflegt, konnte ich leider den Vulkan selbst nicht näher untersuchen, und soweit bekannt ist, hat noch nie ein menschlicher Fuß diese Lavakuppe betreten; die umliegende Wüste ist von jeder Vegetation entblößt und entbehrt völlig des Trinkwassers, von menschlichen Wohnungen ist sie weit entfernt, was den Aufenthalt im höchsten Grade erschwert. In gerader Linie nördlich von diesem Vulkan befindet sich eine Lavakuppe mit ähnlicher Neigung (1—2—3°); diese leicht gekrümmte Lavawölbung Ketildyngja wird von einem mächtigen Krater, dem Ketill gekrönt, der, aus Lava und losen Massen aufgebaut, eine Ausnahme von der gewöhnlichen Regel macht, daß die Lavavulkane eingesenkte Ausbruchsöffnungen besitzen; sicherlich ist auch eine solche hier vorhanden gewesen, aber infolge einer späteren Ausbruchstätigkeit, von Explosionen und losen Massen begleitet, hat sich der neue Krater auf den früheren aufgebaut. Der Ketill ist länglich geformt, 1300 m lang und 650 m breit und hat eine Höhe von 950 m ü. M., ist aber nur 75 m höher als seine Umgebungen, seine Tiefe beträgt 77 m. Am nördlichen Ende des Bodens findet sich eine Einsenkung, am südlichen ein zweiter Krater, der einen noch kleineren enthält, sowie ein dritter kleiner Schlackenkegel. Der Krater ist von schwefelsauren Dämpfen durchkocht, und der Schwefel setzt sich in beträchtlicher Menge ab; von diesen Schwefellagern holten im 17. und 18. Jahrhundert die Bauern am Mývatn mit vieler Mühe den Schwefel, den sie auf Pferde luden und beinahe 100 km weit nach Húsavík brachten. Ganz in der Nähe, nördlich vom Ketill liegt ein kleinerer, aber doch recht beträchtlicher Schlackenkrater. Von hier setzt sich der Höhenrücken nach N bis zu den Bergen Skógamannafjöll fort, an deren südlichem Ende ich eine kleinere Lavakuppe mit einer Neigung von 6—7° entdeckte, welche den Namen Skuggadyngja erhielt. Westlich vom Ketill, südlich vom Búrfellsfjallgardur, ist ebenfalls eine kleine Lavakuppe mit Krater vorhanden, die Skjaldbaka genannt wird.

Außerdem befindet sich eine Anzahl von Lavavulkanen auf der Hochebene Reykjaheidi in der Nähe von Axarfjördur, die eine Menge Lava nach allen Seiten ausgegossen haben und sich in gerader Linie nach N, in der Richtung der Kraterreihen des Leirhnúkur, erstrecken. Die größte Menge Lava rührt von der Theistareykjabunga her; diese Lava-

kuppe besitzt eine Höhe von 540 m ü. M., ihre relative Höhe beträgt nur 60 m über den nächstgelegenen Lavafeldern; gegen W hat sie nur eine Neigung von 1°, gegen O eine solche von 4—5°. In der Mitte der Kuppe befindet sich ein Krater von »Caldera«-Form, seine Wände sind sehr steil und aus dünnen Lavalagen zusammengesetzt. Der Krater ist länglich, fast dreimal so lang, als er breit ist; die Breite wird auf ca 700 m, die Länge auf 1500—2000 m veranschlagt. Vom Theistareykjabunga laufen viele Spalten nach N, von denen einige mit einer Reihe von trichterförmigen Löchern an die Oberfläche treten. In der Lava sind ebenfalls hier und da tiefe runde Kessel vorhanden, von denen aus die vielen dünnen Schichten der Lavaströme im Querschnitt sichtbar sind. Südlich vom Theistareykjabunga liegt ein anderer großer Lavakrater, Stóra-Víti genannt, im Gegensatz zu dem nahegelegenen kleineren, dem Litla-Víti. Stóra-Víti ist ein sehr imposanter Kraterschlund mit senkrechten Wänden. Die von demselben ausgeflossene Lava bildet nur eine schwach gewölbte Kuppe mit einer Neigung von 1—1½°. Ich sah diese Ausbruchsöffnung nur aus der Entfernung und konnte sie leider nicht näher untersuchen, weil die Witterung, der schlimmste Feind des Forschungsreisenden in Island, es nicht gestattete. Nach der Aussage einiger Hirten, welche die Gegend kannten, soll der Stóra-Víti einen Durchmesser von 1—2 km und eine Tiefe von ca 400 m besitzen. Den Litla-Víti sah ich nicht. Die Lavaströme dieser beiden Vulkane fallen gleichmäßig nach dem Kelduhverfi und den Sanden am Beginn des Axarfjördur zu ab und füllen die Niederungen zwischen den Tuffketten vollständig aus. Östlich von diesen Vulkanen am Ende der Berge Hrútafjöll soll sich eine 10—15 km lange Lavapartie befinden, Gjástykki genannt, welche dermaßen von parallelen Spalten zerklüftet sein soll, daß sie für Menschen und Tiere unzugänglich ist. Nur an einer einzelnen Stelle, bei den Hrútafjöll, kann man auf großen Umwegen über das zerspaltene Lavafeld gelangen. Südöstlich von den Hrútafjöll liegt eine breite glaziale Lavakuppe, Grjótháls genannt.

Außerdem ist noch ein großer Stromvulkan, der Strýtur, mitten im Lande zwischen dem Langjökull und Hofsjökull gelegen, zu erwähnen, von welchem der große Lavastrom Kjalhraun herrührt. Die Lava fällt sanft von der Mittelpartie am Strýtur ab, wo sich ein riesiger Krater von ca 1000 m im Durchmesser befindet. Der Krater, dessen oberste Spitze 872 m ü. M. gelegen ist, besitzt einen flachen Lavaboden, der früher ein glühender Lavasee gewesen sein muß, auf dessen Oberfläche sich vier oder fünf große und tiefe Kessel befinden. Die Mittelpartie hat sich mehrere Male gesenkt, was u. a. aus den konzentrischen Rissen ersichtlich ist, welche sich um den Krater herum finden. Größere Partien des ursprünglichen Kraterrandes sind in Gestalt von hohen Lavaspitzen stehen geblieben, welche aus weiter Entfernung sichtbar sind und Strýtur genannt werden. Das östlichste von diesen kleinen Felsstücken erhebt sich um 43 m über den eigentlichen Kraterrand, dessen senkrechte Lavawände zum Krater hinabreichen, wo die Lavaströme im Querschnitt, wie Basaltdecken in einem tertiären Gebirge, sichtbar sind. Gegen O fallen die Lavalagen gleichmäßig vom Krater ab; gegen SW befindet sich ebenfalls eine hohe, eigentümlich geformte Lavaspitze, die von ähnlichem Ursprung wie das östliche Felsenstück zu sein scheint. Der eigentliche Krater ist nur 10—20 m tief. Gegen SW ist eine kleinere, aber doch recht ansehnliche Vertiefung vorhanden, welche mit dem Hauptkrater durch einen tiefen Kanal verbunden ist. Die Lava, welche den Krater umgibt, ist genau von derselben Art wie die der anderen Lavavulkane, eine klingende, zuweilen glasierte, höckerige, basaltische Plattenlava, voller Röhren und Höhlen. Von dieser Lavakuppe, welche nur eine Neigung von ca 2° besitzt, ist die Lava nach allen Seiten hin ausgeflossen. Sie befindet sich genau auf der Wasserscheide zwischen dem Nord- und Südlande, weshalb sich die Lava sowohl nach S als auch nach N ergossen hat. Ursprünglich ist der große Krater viel

höher gewesen, jedoch ist er, wie übriggebliebene Stücke des alten Kraterrandes beweisen, zusammengesunken, vielleicht infolge von Unterminierung und Umschmelzung von unten. Ich besuchte diesen Vulkan im Jahre 1888, war aber leider durch schlechtes Wetter und Nebel verhindert, ihn näher zu untersuchen, wie ich es gewünscht hätte.

Stratovulkane.

Größere Zentralvulkane, d. h. große, aus wechselnden Tuff- und Lavaschichten zusammengesetzte Vulkanberge, sind auf Island in verhältnismäßig geringer Anzahl vorhanden. Von diesen großen, einigermaßen regelmäßig geformten Kegelvulkanen finden sich nur sechs, die aber nicht alle zu den regelmäßigen Vulkantypen gehören, wie sie in den Handbüchern beschrieben werden. Der größte Teil der Lava, welche auf Island in postglazialer Zeit der Erde entquollen ist, jedenfalls zwei Drittel oder darüber, rührt von Spalten mit oder ohne Kraterreihen oder Lavakuppen her.

Von allen isländischen Vulkanen ist die Askja der größte, welcher sich fast im Zentrum des Landes befindet, wo die vulkanischen Spaltensysteme des Südlandes (SW—NO) mit denen des Nordlandes (N—S) zusammentreffen, jedoch ist er weniger bekannt als die anderen isländischen Vulkane, da er in einer entlegenen und öden Gegend liegt und in historischer Zeit nur wenige Ausbrüche aufzuweisen hat, mit voller Sicherheit weiß man nur von dem Ausbruch im Jahre 1875. Das eigentliche vulkanische Gebirge heißt Dyngjufjöll, und die Askja bildet den riesengroßen, von Bergmassen umgebenen Krater. Das Gebirge Dyngjufjöll besteht aus einer rundlichen Felsenmasse, ungefähr 17 km lang und ebenso breit, mit einer Höhe von 1200—1500 m ü. M., während die relative Höhe über die umliegenden Lavawüsten 700—950 m beträgt. Die Berge Dyngjufjöll bestehen größtenteils aus Tuff und Breccie mit dazwischen liegenden Basalt- und Doleritlagen, die zuweilen geknickt sind oder steil abfallen; sowohl in der Breccie wie im Dolerit sind schön entwickelte Anorthitkristalle vorhanden. Die Dyngjufjöll legen Zeugnis von einer Menge Senkungen ab, auch sind viele Spalten und Dislokationen mit einer Unmenge von Kratern, wahrscheinlich mehreren hunderten vorhanden, die jedoch nicht mit den leitenden vulkanischen Spaltenrichtungen in Verbindung stehen, sondern sekundäre, ausschließlich an die Dyngjufjöll gebundene Spalten zu sein scheinen, was zu der Annahme berechtigt, daß diese Gebirgsmasse im ganzen genommen ein großer individualisierter Vulkan ist. Die Dyngjufjöll heben sich im N und W in zwei Terrassen von der das Gebirge umgebenden Lavaebene ab, die zwischen diesen Bergen und dem Bláfjall teils von Ausbrüchen der ersteren, teils von den östlichen Vulkanen herrührt. Die Neigung dieser großen Lavafläche beträgt von S nach N (von den Dyngjufjöll zur Surdurá) nur 0° 20′ 38″, aber von O nach W (von den Kollótta Dyngja zur Surdurá) etwas mehr, 0° 44′ 50″. Auf der Terrasse, die sich in einer Höhe von 800—900 m am Nordrande der Berge entlang erstreckt, finden sich eine Menge Krater, wild zerrissene Lavaströme und Lavafälle zwischen den vielen emporstehenden, eigentümlich geformten Tuffrücken und Spitzen; von hier aus haben sich mehrere ziemlich neue Lavaströme nach N ergossen, die sich über die ältere Lavafläche beinahe bis zu den südlichen Ausläufern des Bláfjall ausdehnen. Von der nordöstlichen Ecke der Dyngjufjöll erstreckt sich eine Reihe Krater nach NO zur Kollótta Dyngja.

Askja, der größte isländische Krater, nimmt mit einem Areal von 55 qkm die Mitte der Dyngjufjöll ein. Die Kraterränder erheben sich steil mit einer Höhe von 250—300 m von dem flachen Boden des Kraters. Das ganze kesselförmige Tal ist von mächtigen Lavaströmen angefüllt. Die Lava hat nach O zum Odádahraun hinab durch eine Öffnung in



den Randbergen einen Ausweg gehabt; hier bildete sich eine ungleichmäßig geneigte Fläche von aufgequollenen Lavaströmen abwärts nach der Wüste mit einer durchschnittlichen Neigung von 4° 33′, der Talgrund der Askja hingegen hat nur eine Neigung von 1° 26 nach der Öffnung zu. In der südöstlichen Ecke des Tales hat eine bedeutende, 4 km lange, 2 km breite und 300—400 m tiefe Einsenkung stattgefunden, deren nördliche Wände im Querschnitt die Lavaströme zeigen, die den Talgrund gedeckt haben; an einigen Stellen befinden sich zwischen den Lavaströmen Schneeschichten. Die südliche Tuff- und Breccie-wand ist doppelt so hoch, da sie von dem eigentlichen Gebirge gebildet wird, das den Krater der Askja umgibt, und man kann an den Gebirgsabhängen deutlich die Merkmale der obersten Lavalagen sehen, welche beim Entstehen der Einsenkung von den Tuffwänden losgerissen wurden. Gleich nach dem Ausbruch am 2. bis 3. Januar 1875 war die Einsenkung leer und zeigte Sprünge im Boden; als aber Johnstrup und Caroc im Jahre 1876 die Askja besuchten, hatte sich ein kleiner runder See von 1 km im Durchmesser im Boden der Einsenkung gebildet, und die Tiefe der letzteren bis zum See hinunter betrug damals 232 m. Bei meinem Besuch 1884 war der See bedeutend größer geworden und seine Oberfläche war um 82 m gestiegen. Im Jahre 1876 war die Temperatur des Wassers 22° C, 1884 war sie bis auf 14° C gesunken. Südlich vom See finden sich im Gebirgsabhang bis zum Wasser hinab mehrere Krater und Klüfte mit Fumarolen, wo aus unzähligen Öffnungen die Wasserdämpfe mit sausendem Getöse hervorbrechen. Wie schon erwähnt, hatten diese Krater am 2. bis 3. Januar 1875 einen Ausbruch, wobei ungeheure Felsblöcke von Tuff und Basalt ausgeworfen wurden. Der Krater, welcher am 29. März den heftigen liparitischen Bimssteinausbruch hatte, liegt am nordöstlichen Rande der Einsenkung. Bei dem Ausbruch wurde der Lavarand der Einsenkung in schmale Streifen gespalten, und auf einem der Sprünge entstand der Krater. Im Abhang unterhalb des Bimssteinkraters abwärts nach der See sind die Sprünge deutlich zu sehen, die Ränder bestehen aus basaltischer Lava und sind nebst Schlacken und Bimsstein zu einer eigentümlichen Breccie zusammengebacken. Obwohl die Einsenkung bereits vor dem Ausbruch (1875) existiert haben muß, so scheint sich doch der Boden bei diesem Ausbruch noch weiter gesenkt, und die Sprünge ebenfalls Bimsstein und kleinere Stücke Obsidian, der hier in der Nähe im festen Felsen vorkommt, ausgeworfen zu haben, jedoch hat die Spalte, auf dem der Bimssteinkrater entstanden ist, die Oberhand gewonnen. Das Gebirge Dyngjufjöll mit dem Kratertal Askja ist ein sehr alter Vulkan und hat wahrscheinlich bereits im Laufe der Eiszeit oder noch früher seine Tätigkeit begonnen, wenngleich die größten Lavaströme der postglazialen Periode angehören. Es ist jedoch anzunehmen, daß der Vulkan nur geringe Tätigkeit entfaltet hat, seitdem das Land bewohnt ist. Ohne Zweifel hat der Einsenkungskrater der Askja seine jetzige Gestalt in postglazialer Zeit erhalten. Daß die Askja im Jahre 1875 einen so heftigen liparitischen Ausbruch hatte, ist eine merkwürdige Erscheinung, da der Vulkan sonst basaltisch ist und vordem ausschließlich basisches Magma ausgespieen hat; ein wenig Obsidian findet sich nur an der östlichen Seite der Einsenkung, im übrigen ist in dem Dyngjufjöll kein liparitisches Gestein beobachtet worden.

Mit dem berühmten Vulkan Hekla im südlichen Island, der so häufig beschrieben worden ist, obwohl nach den wissenschaftlichen Forderungen der Gegenwart bei weitem nicht hinlänglich, werden wir uns nicht näher beschäftigen. Die Hekla erhebt sich auf einem 27 km langen und 2—5 km breiten Rücken aus Tuff und Breccie mit dazwischen befindlichen Lavalagen, der sich von SW nach NO erstreckt. Auf der Mitte dieses Rückens erhebt sie sich mit einer Höhe von 1557 m ü. M., während die relative Höhe dieses Vulkans 800—1000 m beträgt. Der eigentliche Vulkan ist ebenfalls länglich und ist der Länge nach von einer Spalte zerklüftet, auf welcher sich die Krater befinden, deren Anzahl

bei den einzelnen Ausbrüchen sehr verschieden war. Viele Krater finden sich neben dem Rücken der Hekla, sowie auf den großen Lavafeldern und den dortigen Tuffketten. Auf diesen Kraterreihen haben in historischer Zeit viele Ausbrüche stattgefunden. Der Vulkan Trölladyngja auf der Halbinsel Reykjanes ist ebenfalls auf einer Spalte am Ende eines Tuffrückens (Núphlídarháls) entstanden. Der eigentliche Berg Trölladyngja ist nur 398 m hoch (seine relative Höhe beträgt 230 m) und besteht aus Palagonitbreccie mit dazwischen befindlichen Lavalagen. Der Berg hat zwei Spitzen, von deren östlicher sich ein Gebirgsrücken nach NO zieht, wo sich die neuesten Krater befinden. Dieser Gebirgsrücken ist der Länge nach durchspalten und 20—30 Krater haben sich auf der Spalte gebildet und eine Masse Lava ausgegossen, wobei wahrscheinlich eine Senkung der westlichen Seite des Gebirgsrückens stattgefunden hat; der südlichste von diesen Kratern besitzt eine Höhe von 74 m über den westlichen Lavaströmen, auch hat eine unterhalb befindliche Spalte ebenfalls Lava ergossen. In der Nähe sind viele Gruppen und Reihen von Kratern vorhanden. Soweit bekannt, hat die Trölladyngja fünf Ausbrüche in historischer Zeit gehabt, von denen drei heftige im 14. Jahrhundert stattfanden, wobei die Lavaströme zum Faxaflói hinabgeflossen sind.

Zu den wenigen größeren Vulkanen von der wohlbekannten typischen Kegelgestalt gehört der Snæfellsjökull, 1436 m hoch, am äußersten Rande der Halbinsel Snæfellsnes gelegen. Der Snæfellsjökull ist von bedeutend größeren Dimensionen als der Vesuv und erhebt sich gleich diesem berühmten Vulkan unmittelbar am Meere auf der nördlichen Seite des Eingangs zu dem großen Meerbusen Faxaflói. Von S aus gesehen, bildet er einen vollkommen regelmäßigen Kegel und bietet mit seinen Gletschern, namentlich bei Sonnenuntergang, einen prachtvollen Anblick. Die Gebirgskette, welche sich auf der Landzunge nach außen bis zum Snæfellsjökull erstreckt, ist hinter diesem Berge nur 450 m hoch. Aus weiter Entfernung sieht man bereits, daß der Gipfel des Berges gespalten ist, und wahrscheinlich sind die drei obersten Spitzen die drei aufrechtstehenden Gipfelteile um den mit Eis gefüllten Krater, der nach SW offen ist. Die nördlichen Randgebirge sind aus abwechselnden Lagen von Tuff, Konglomeraten und Breccie, sowie aus glazialen, prä- und postglazialen Laven aufgebaut. In den Seiten des Vulkans sind einzelne große Krater vorhanden, ebenso befinden sich inmitten der Lavaströme auf der Niederung mehrere Kraterreihen auf strahlenförmig vom Vulkan ausgehenden Spalten. Vom Snæfellsjökull sind uns aus historischer Zeit keine Ausbrüche bekannt, jedoch kann er im Altertum tätig gewesen sein, ohne daß man etwas davon weiß. Unter dem Rasen rings um den Vulkan werden beträchtliche Massen von hellem Bimsstein gefunden, der schwerlich sehr alt sein kann, auch nehmen die einzelnen Stücke näher dem Vulkan an Größe zu. Nördlich vom Snæfellsjökull befindet sich im Breidifjördur auf dem Meeresboden eine »Grabensenkung«, die sog. Kolluáll, welche 75 km lang und 9 km breit, von plötzlichen Abstürzen oder Wänden von 130 bis 150 m Höhe auf dem Meeresboden begrenzt ist.

Zwei andere Vulkane von ähnlicher Gestalt, obwohl größer, sind Eyjafjallajökull, 1705 m hoch, und Öræfajökull mit einer Höhe von 2119 m, beide sind mit Gletschern bedeckt und werden später im Abschnitt über isländische Gletscher besprochen werden. Die Tätigkeit dieser beiden großen Vulkane hat wahrscheinlich bereits in der Eiszeit oder noch früher begonnen. Sie sind aus wechselnden Lagen von Tuff und Breccie, gescheuerten älteren und jüngeren, sowohl doleritischen wie basaltischen Laven, hier und da mit dazwischen liegenden Moränen, aufgebaut, denn Feuer und Eis haben hier Jahrtausende hindurch mit wechselndem Glücke um die Herrschaft gekämpft. Der Eyjafjallajökull hat zweimal in historischer Zeit Ausbrüche gehabt (1612 und 1821), der Öræfajökull dagegen viermal (1341, 1350 oder 1362, 1598, 1727), die sämtlich sehr heftig waren und vielen

Schaden angerichtet haben. In den Randgebirgen des Öræfajökull finden sich Einlagen von Liparit, und Felsenspitzen desselben Gesteins ragen aus dem Eise in der Nähe des Gipfels dieses Vulkans hervor. Ohne Zweifel hat letzterer, ebenso wie die Vulkane Askja und Snæfellsjökull, einen heftigen liparitischen Ausbruch (wahrscheinlich 1350 oder 1362) gehabt, denn rings um den Vulkan wird unter dem Erdreich liparitischer Bimsstein in größerer Menge gefunden, und wie die Annalen berichten, war während des Ausbruchs die See in der Nähe mit schwimmenden Bimssteinstücken bedeckt. Wie wir sehen, haben mehrere von den größeren isländischen Vulkanen, die fast ausschließlich aus basaltischem Gestein aufgebaut sind, vereinzelt liparitischen Bimsstein ausgeworfen. Soviel man weiß, hat jedoch die Hekla niemals liparitische Ausbrüche gehabt, doch haben derartige in der Nähe des Torfajökull stattgefunden, wie wir später besprechen werden. Ebenso hat der Snæfell (1822 m) liparitischen Bimsstein ausgeworfen (möglicherweise in postglazialer Zeit), und das liparitische Magma hat hier wie ein Pfropfen den Eruptionskanal des Vulkans verstopft, obwohl der Berg im übrigen basaltisch ist.

Einige von den isländischen Vulkanen, welche die größte Tätigkeit entfaltet haben, liegen unter so großen und mächtigen Eisdecken begraben, daß der Forscher zum Zwecke der Untersuchung sich nur unmittelbar nach einem Ausbruch Zutritt verschaffen kann. Diese Vulkane haben trotz ihrer zahlreichen und heftigen Ausbrüche weder Vulkanberge, Tuffkegel oder Lavakuppen gebildet, sondern liegen in der Zwischenzeit zwischen den Ausbrüchen unter flachen oder wellenförmigen Gletschermassen friedlich verborgen, so daß der Reisende, welcher mit den Verhältnissen nicht vertraut ist, dieselben passieren kann, ohne ihre Anwesenheit zu ahnen, denn unmittelbar nach den Ausbrüchen schließt sich die Öffnung, welche infolge der vulkanischen Wärme in der Eisdecke entstanden ist. Nächst der Hekla ist die Katla unter allen isländischen Vulkanen am tätigsten; so viel man weiß, hat sie in historischer Zeit 12 oder 13 teils sehr heftige Ausbrüche gehabt. Ein wenig östlich von der Mitte des Mýrdalsjökull, nordwestlich von Hafursey, findet sich zwischen zwei hohen Firnkuppeln eine Niederung, von der sich ein großer Gletscher bis zu den Sanden hinab erstreckt. Im obersten Teile des Firnbeckens dieses Gletschers liegt die Katla unter dem Eise verborgen. Bei vorkommenden Ausbrüchen wird ein Teil des Gletschers durchbrochen, und die hervorbrechenden Wasserfluten überschwemmen mit großen und kleinen Eisstücken die unterhalb liegende Sandfläche. Große Massen von Geröll und Felsstücken werden auf das Flachland und bis in das Meer hinausgeführt, die Läufe der Flüsse verändern sich usw. Nur einmal ist die Katla besucht worden, und zwar im Jahre 1823 von einem isländischen Pfarrer, Jón Austmann, der aber wegen der großen Gletscherspalten die Ausbruchsstelle nur von weitem sehen konnte, die er als eine lange, hufeisenförmige Kluft, mit der Mündung nach S, schildert; die Ausbruchsstelle war jedoch teilweise von mächtigen Eisstücken bedeckt. Aller Wahrscheinlichkeit nach bildete die Kluft den Rand eines unter dem Eise verborgenen riesenhaften Kraters.

Die sog. Grímsvötn bezeichnen eine andere, noch wenig bekannte Ausbruchsstelle, welche sich im südlichen Rande des Vatnajökull befindet. Aller Wahrscheinlichkeit nach liegt dieser Vulkan östlich von Hágöngur und nördlich vom Grænavatn und hat sowohl in früherer wie in späterer Zeit, zuletzt im Sommer 1903, Ausbrüche gehabt; dabei werden der Skeidarárjökull und andere naheliegende Gletscher zerbrochen und große Strecken des Flachlandes überschwemmt. Die Ausbruchsstelle ist noch gänzlich unbekannt. Ohne Zweifel haben Ausbrüche an vielen anderen Stellen unter dem Inlandeis des Vatnajökull stattgefunden, jedoch ließen sich die Ausbruchsstellen nur selten mit Sicherheit bestimmen, da diese Eiswüsten unzugänglich sind und fern von bewohnten Gegenden liegen. Eine Eigentümlichkeit aller Inlandeisvulkane besteht darin, daß sie, soviel man



weiß, niemals Lavaströme, sondern nur Massen von Scorien, Bomben und Asche ausgeworfen haben, wahrscheinlich weil Wasser und Wasserdämpfe hier im Überfluß vorhanden sind und das Magma bei Explosionen ununterbrochen ausgespieen wird; Lavaausbrüche unter dem Eise sind doch vielleicht nicht ganz ausgeschlossen. Auch ist es naturgemäß, daß sich Vulkanberge nicht um die Ausbruchsstelle aufbauen. Die ausgeworfenen losen Massen werden über die Eisfelder verteilt, wo sie im Firn verschwinden und allmählich durch die Bewegung des Eises fortgeführt werden, um später in den Rändern des Gletschers zutage zu treten; der allergrößte Teil des Materials wird von den mächtigen Wasserfluten fortgespült, die unablässig von der Ausbruchsstelle auf das flache Land hinabstürzen. Aus diesen Gründen ist es kaum möglich, daß sich ein Vulkanberg aus losen Massen aufbaue, wo die Ausbruchsöffnung, wie auf dem Vatnajökull und Mýrdalsjökull, von übermächtigen Eismassen bedeckt ist, und das vulkanische Material niemals Ruhe findet, sich anzusammeln. Anders verhält es sich mit kleineren, isolierten, mit Eis bedeckten Vulkanbergen, wie z. B. dem Snæfellsjökull und Öræfajökull u. a. m., wo der vulkanische Ausbruch die Oberhand gewonnen hat, obwohl die ersten Explosionen Gletscherstürze und mächtige Überschwemmungen hervorriefen und damit die Ausbruchsstelle vom Eise befreiten, so daß Asche und Scorien sich bei einem anhaltenden Ausbruch um den Krater aufhäuften und vielleicht durch Lavaströme und Lavagänge befestigt wurden. Erst längere Zeit nach einem Ausbruch kann sich eine neue Gletscherdecke über der Öffnung bilden. In dem Abschnitt über Gletscher werden die Ausbrüche und Gletscherstürze dieser Gletschervulkane näher besprochen werden.

Unterseeische Vulkane.

Ab und zu haben Eruptionen im Meer außerhalb Islands, namentlich außerhalb der Halbinsel Reykjanes bei den sog. Eldeyjar (oder Fuglasker), stattgefunden. Die Ausbruchstätigkeit hat sich hier am heftigsten im 13. Jahrhundert geäußert, und die Annalen berichten von fünf oder sechs Ausbrüchen bei Reykjanes in demselben Jahrhundert. Mehrmals entstanden Schlackeninseln, die aber ebenso schnell wieder verschwanden; im ganzen sind zehn Ausbrüche an dieser Stelle bekannt. Die großen Ausbrüche der Lakispalte im Juni 1783 wurden im Mai durch heftige Eruptionen des unterseeischen Vulkans bei Reykjanes eingeleitet. Die See war in einem Umfang von 150—200 km mit Scorien so dicht bedeckt, daß die Schiffe nur mit größter Mühe vorwärts kommen konnten; allmählich entstand eine Schlackeninsel, die einen Umfang von 7—8 km gehabt haben soll. Dieselbe wurde Nyö genannt und von der dänischen Regierung feierlich in Besitz genommen und eine Flaggenstange aufgerichtet. Bald darauf verschwand aber die Insel wieder mit der Flaggenstange und allem Zubehör. In demselben Jahre haben wahrscheinlich im Meere nördlich vor Island ebenfalls Ausbrüche stattgefunden, Briefe und Annalen vom nördlichen und nordwestlichen Island berichten von wiederholten Aschenregen bei nördlichem Winde in diesem Jahre, die mutmaßlich von einem Ausbruch im Meere zwischen Grönland und Island herrührten, auch wollen einige Seefahrer nördlich von Island eine Insel bemerkt haben. Daß die vulkanischen Kräfte im Meere nördlich von Island ab und zu tätig waren, ist über allem Zweifel erhaben, aber leider existieren hierüber nur wenige und unvollständige Nachrichten. Beim Beginn des Jahres 1868 wurden mehrmals vulkanische Ausbrüche im Meere nördlich von der Halbinsel Tjörnes beobachtet, und gleichzeitig erschütterten heftige Erdbeben die Umgegend von Húsavík. Ähnliche Erscheinungen sollen auch im Jahre 1838 während der Erdbeben in Nordisland, besonders in der Nähe des Siglufjord, wahrgenommen sein. Im Jahre 1372 wurde eine kürzlich entstandene Insel im Meere nordöstlich von Grimsey bemerkt, und eine andere ist auf einer Karte von Johannes Ruysch vom Jahre

1507 verzeichnet; letztere Insel liegt der Karte nach zwischen Island und Grönland und ist mit folgender Erläuterung aufgeführt: »Insula hae anno 1456 fuit totaliter combusta«. Während der heftigen Erdbeben in dem südlichen Tiefland 1896 soll ein Ausbruch im Meere in der Nähe der Vestmanneyjar bemerkt worden sein.

Lavaströme.

Obwohl viele von den isländischen Vulkanen klein sind und häufig nur aus Spalten oder Reihen von unansehnlichen Kratern bestehen, sind doch die von denselben ausgegossenen Lavamassen außerordentlich umfangreich. Nirgends auf der Erde sind wohl moderne, postglaziale Lavafelder in einer solchen Ausdehnung vorhanden[1]). Nur auf Island sind die tertiären Masseneruptionen bis in die Gegenwart fortgesetzt worden und haben noch vollständig denselben Charakter wie in der Vorzeit bewahrt. Die postglazialen, basaltischen Lavaströme auf Island nehmen ein Areal von 11000 qkm ein und erscheinen auf der geologischen Karte als große Flecken um die Vulkane, von denen sie stammen, ausgebreitet. Wie schon früher erwähnt, sind dieselben an den breiten Tuff- und Brecciegürtel gebunden, der sich quer über das Land erstreckt. Der größte Teil dieser Lavafelder verdankt seine Entstehung einer großen Anzahl von Ausbrüchen, die zu verschiedenen Zeiten stattgefunden haben, und die größte Menge Lava rührt von vorhistorischen Ausbrüchen her, obwohl ungeheure Massen auch später, nach der ersten Ansiedlungszeit des Landes vor 1030 Jahren, produziert wurden. Das Volumen der Lava, welches bei jedem einzelnen Ausbruch zutage gefördert wird, ist sehr verschieden. Zuweilen sind die Lavaströme unbedeutend gewesen, aber meistens bedecken sie ein recht bedeutendes Areal, ja sogar Hunderte von Quadratkilometern. Das Volumen eines mittelmäßig großen, isländischen Lavastroms beträgt gewöhnlich 200—500 Mill. cbm, also 12—25 mal mehr als ein mittelgroßer Lavastrom des Vesuv und das doppelte eines mittelgroßen Lavastroms des Ätna. Jedoch gehören diese Ströme zu den geringeren Lavaproduktionen; sowohl in historischer Zeit als auch früher in der postglazialen Periode haben Massenausbrüche von Lava stattgefunden, die bei weitem alle ähnlichen Lavaströme in anderen Ländern übertreffen. Die Eldgjá (ca 930) sandte z. B. bei einem einzelnen Ausbruch über 9 cbkm Lava aus, der Laki 1783 12⅓ cbkm, und verschiedene vorhistorische, von einem einzelnen Ausbruch herstammenden Lavamassen sind noch bedeutender. Die von anderen Ländern bekannten Masseneruptionen (z. B. Tomboro, Krakatau, Coseguina) förderten loses Material zutage, aber nicht zusammenhängende Lavaströme. So große Massenausbrüche von Lava, wie Island in historischer Zeit aufzuweisen hat, habe ich in der Literatur nicht erwähnt gefunden, die größten Lavaströme auf Hawaii können sich nicht mit ihnen messen.

Man kann sich kaum einen trostloseren Anblick denken, als die ausgestorbenen großen Lavawüsten im inneren isländischen Hochland. Soweit das Auge reicht, erblickt der Beschauer eine kohlschwarze, erstarrte Masse, keine Blume, kein Insekt, kein Vogel belebt die Einöde, über welcher eine unendliche Stille, die majestätische Ruhe des Todes lagert. Trotz des reichlichen Niederschlags fehlt das Wasser fast gänzlich, da dasselbe durch die poröse Lava sickert und am Rande derselben wieder in unzähligen klaren

[1]) In vielen Handbüchern werden die Laven am Columbia-River in Nordamerika als die größten Lavafelder der Erde erwähnt, dieselben können hier jedoch nicht in Betracht kommen, weil sie *tertiären* Ursprungs und demnach mit der tertiären atlantischen Basaltformation, die *ganz* Island, die Färöer, Teile von Schottland, Irland, Grönland, Franz-Josephsland u. a. m. umfaßt, analog sind. Wie später behandelt werden wird, sind aller Wahrscheinlichkeit nach die alten Lavastrecken dieser verschiedenen Länder in der tertiären Zeit zusammenhängend gewesen und haben ein alt-atlantisches Lavafeld von ungeheurer Ausdehnung gebildet.



Das ungefähre Volumen einiger isländischer Lavaströme, die bei einem Ausbruch produziert wurden.

	Millionen Kubikmeter
1. Basaltische Lavaströme.	
a) Historische.	
Laki (1783)	12320
Eldgjá (ca 930)	9325
Hekla (1845)	432
Sveinagjá (1875)	300
Leirhnúkur (1725—29)	975
Bjarnarflag (1725—28)	25
Dalfjall (Hlídarsel) (1728)	11,2
Hrossadalur (1728)	6,65
b) Vorhistorische.	
Veidivatnahraun	43160
Frambruni	23250
Hallmundarhraun	10750
Raudhólar in Fljótshverfi	2200
Búdahraun	600
Barnaborgarhraun	500
Berserkjahraun	400
Brókarhraun	200
Svelgsárhraun	135
2. Liparitische Lavaströme (vorhistorische).	
Hrafntinnuhraun	500
Dómadalshraun	255
Laugahraun	150
Námshraun	80

Quellen zutage tritt, die sich oft zu wasserreichen Flüssen vereinigen. So verhält es sich in der Lavawüste Odádahraun, wie auf allen übrigen Lavafeldern. Der große Vulkan Snæfellsjökull ist mit Gletschern bedeckt, aber des größte Teil des geschmolzenen Schnees verschwindet in der Lava und kommt erst wieder an der Küste zum Vorschein; auch in den Lavawüsten der Hekla herrscht der gleiche Wassermangel, obwohl dieser Vulkan meistens mit mächtigen Schneehaufen versehen ist und das Gletscherfeld Torfajökull sich in der Nähe befindet, aber auch hier entspringen wasserreiche Flüsse erst am Rande der Lavafelder. Das nämliche ist trotz des feuchten Klimas im Innern der Halbinsel Reykjanes der Fall. Die wenigen Bäche verlieren sich in den Höhlungen und Spalten der Lava, wie z. B. der Fluß Kaldá, der größte auf der Halbinsel, welcher nach einem kurzen Laufe von 2 km mit großer Geschwindigkeit von den unter der Lavaplatte befindlichen Sprüngen und Kesseln aufgesaugt wird. Der ganze Niederschlag von den Lavawüsten auf Reykjanes tritt in wasserreichen Quellen am Strande und vielfach auf dem Meeresboden dicht am Lande wieder hervor. Ein Teil des Schneewassers von den Gletschern dringt in die Lava der umliegenden Lavafelder, wo es filtriert wird, weshalb das Wasser auf dem Boden der Lavaspalten (z. B. bei Thingvellir) ungewöhnlich frisch, klar und rein ist. Die hochgelegenen Lavaströme sind meistens fast entblößt von Pflanzenwuchs, während die ältesten, vorhistorischen Laven der Niederungen und Täler in der Nähe der Küste häufig mit Erdreich bedeckt und mit Heidekraut und Buschwald bewachsen sind. Daher können dieselben Lavaströme, je nach ihrer verschiedenen Höhe über dem Meere, sehr ungleich bewachsen sein. Der Lavastrom der Trölladyngja, Frambruni, mit einer Länge von mehr als 110 km, ist in der Nähe des Vulkans auf einer Höhe von 800—900 m ü. d. M., vollständig von aller Vegetation entblößt, aber vom Hochland abwärts gewinnt diese Schritt für Schritt an Terrain, der in den Vertiefungen angesammelte Flugsand ist hier und da mit Elymus arenarius bewachsen, und bald folgt einzelnes Weidengebüsch und Heidekraut. Unten im Bárdartal ist die Lava ganz bedeckt mit Rasen- und Flußgeröll, aus dem nur einzelne Lavaspitzen hervorblicken, und weiter unten im Tale hat sich eine ziemlich dicke Schicht Torf auf der Lava gebildet. Bei dem isländischen Klima ist eine lange Zeit erforderlich, viele Jahrhunderte vergehen, bevor die Lava, selbst in den Niederungen, mit Erdreich bedeckt wird, wenn nicht besonders günstige Verhältnisse eintreten. Auf die am tiefsten liegenden Lavaströme des Laki vom Jahre 1783 führen Gletscherbäche Ton, der in den Vertiefungen abgesetzt wird und die Grundlage bildet, während Lehm, Sand und Humus-

teile, vom Winde aus der Umgegend hergetragen, in den Löchern hängen bleiben und das ihrige dazu beitragen, einer künftigen Vegetation den Boden zu bereiten.

Die Oberfläche der Lava ist sehr verschiedenartig. Ist dieselbe sehr uneben und für Menschen und Tiere unwegbar, heißt sie »Apalhraun« (Aa auf Hawaii), besteht aber die Oberfläche der Lava aus großen Platten, wird sie »Helluhraun«[1]) genannt. Diese beiden Lavaformen können vereint vorkommen. Ein Lavastrom, der an einem steilen Abhang hinabgestürzt ist, kann in seinem obersten Teile sehr uneben sein und sich auf dem Flachland als ein Lavasee mit Platten in der Oberfläche ausbreiten. Die Oberfläche der sog. »Apalhraun« ist höchst unregelmäßig und besteht ausschließlich aus unzähligen, porösen, zerbrechlichen und klingenden Lava- und Schlackenstücken mit zackiger und rauher Außenseite und die einzelnen Lavablöcke sind auf die unmotivierteste Weise zusammengehäuft. Die Lava hat sich an der Oberfläche schnell abgekühlt, und die erstarrte Kruste zerspringt bei der Bewegung wie spröde Glasscherben, die gedrückt und durcheinander gerüttelt werden, wird dann wieder und wieder umgeschmolzen, um sich ebenso schnell wieder abzukühlen, weshalb sich vom Schlackenpanzer der Lava bei dem langsamen Fortrollen des Stromes ein unausgesetztes Knittern und Knattern hören läßt. Daher erhält die Oberfläche das Aussehen eines vom Sturm gepeitschten Meeres. Dergleichen Lavaströme sind oft verhältnismäßig schmal und mit hohen Rändern versehen, die sich in der Ferne wie Einfassungsmauern oder Felsrücken vom flachen Lande abheben. Zuweilen sieht man diese Lavaströme ihre Arme wie Gletscher durch die Klüfte der vulkanischen Berge hinabwinden, oder sich in Krümmungen und Windungen über ältere Plattenlava erstrecken. Ein derartig geformter Lavastrom ist sehr schwierig zu passieren; die Lavastücke sind so lose zusammengefügt, daß die geringte Berührung sie in Unordnung bringt; jeden Augenblick wankt man und stürzt zwischen die Lavablöcke hinab, kriecht wieder hinauf und reißt sich an den unzähligen Spitzen und Zacken die Hände blutig.

Die großen Lavafelder bestehen hauptsächlich aus Lavaplatten, die zuweilen eben wie eine Stubendiele, öfters aber zerbrochen und auf vielerlei Weise zerklüftet sind; auf der Oberfläche sieht man unzählige zusammengefilzte und verflochtene Lavaseile, die in langen Kurven nach der Wellenbewegung der zähen Masse gebogen sind. Meistens ist die ursprünglich ebene Oberfläche durch die Abkühlung gesunken, zerbrochen und in große Stücke zerspalten, wodurch sie sehr uneben geworden ist und unzählige kleine Hügel, Rücken, Dämme und kesselförmige Vertiefung aufweist; es ist gerade, als wäre die Eisdecke eines Fjords durch einen heftigen Seegang in Stücke zerborsten und das ganze dann plötzlich erstarrt. Die Lavahügel haben zuweilen eine Höhe von 15—20 m, meistens jedoch nur 3—7 m, durch das Zusammensinken der Umgebungen sind sie im Gipfel gespalten und sehen deshalb häufig aus der Entfernung wie zerrissene Blasen aus, welche Bezeichnung man ihnen jedoch nicht geben kann, da sie nicht durch ein Aufpusten oder Anschwellen der Oberfläche des Lavastroms, sondern gerade im Gegenteil durch eine Senkung hervorgebracht sind, sobald das Zuströmen von frischem Material von der Ausbruchsstelle aufgehört hat. Auch spielt das Zusammenpressen eine Rolle, denn die Platten sind häufig wie Reihen von Wogen im Wellenschlag des Ozeans in langen geborstenen Rücken angeschwollen. Gewöhnlich finden sich unter den Lavaplatten leere Räume, wo die darunterliegende Masse eingesunken oder fortgeströmt ist, aber an einzelnen Orten, wie z. B. in den Einöden an den Quellen des Hverfisfljót habe ich gesehen, daß die innere flüssige Masse durch die Risse zwischen den Platten hinauf gepreßt worden ist, so daß die

[1]) Die hawaiische Bezeichnung »Pahoehoe« entspricht nicht ganz der isländischen »Helluhraun«, scheint aber (nach den Abbildungen in C. E. Duttons Hawaian Volcanoes) eher eine Abart des »helluhraun« zu sein, welche in den Seiten der Lavakuppen vorkommt und von mir »höckerige Platten-Lava« genannt wird.



vielen kantigen Flächen von porösem Lavaschaum und Lavaröhren umgeben sind; nachdem die Oberfläche erstarrt und zerbrochen war, ist das heiße Magma von neuem durch die Sprünge an die Oberfläche gedrungen und die Platten sind gleichsam in den warmen Teig hinabgesunken.

Bei den großen Massenausbrüchen (wie bei denen des Laki 1783) sieht man häufig ungeheure Panzerplatten der Lava auf dem glühenden Strome wie Eisschollen umhertreiben und zusammenstoßen und wie sie aufgerichtet, zurückgedrängt und übereinander gehäuft werden, wo die Laven infolge von Terrainverhältnissen einander den Weg versperren oder sonst ein Hindernis antreffen; auch zerbrechen sie, werden umgeschmolzen usw.

Auf den schwachgewölbten Seiten der großen Lavakuppen findet sich meistens eine höckerige Abart der Plattenlava; ihre Oberfläche ist blasig, höckerig und runzlig und oft wie riesenhafte Schlangen in Knoten und Bündel zusammengewickelt und glatt wie erstarrtes Pech. Wenn die Lava an den schwach geneigten Bergabhängen hinabfließt, springt unaufhörlich die dünne Kruste in Stücke und aus den Rissen wird die dünnflüssige Masse herausgepreßt; die Stücke werden von den kleinen Lavablöcken überrieselt und zusammengekittet, wodurch sich dünne, höckerige und glatte Krusten bilden; dies wiederholt sich ins Unendliche. Während die Ränder des »Apalhraun« oft eine Höhe von 15—20 m und darüber erreichen, sind die Ränder des »Helluhraun« meistens flach und dünn; die Ränder der besonders dünnflüssigen höckerigen Plattenlava besitzt oft nur die Dicke von wenigen Zentimetern.

In den Plattenlaven findet sich eine unendliche Menge Sprünge und Höhlen; unterhalb ist die flüssige Lava fortgeströmt, so daß die abgekühlten Lavaplatten große leere Räume bedecken; manchmal hat der flüssige Kristallteig längere Zeit hindurch denselben Weg unter der Lavadecke verfolgt, und hier finden sich nach dem Ausbruch lange, röhrenförmige Aushöhlungen unter der Kruste. Höchstwahrscheinlich ist auf diese Weise die größte isländische Lavahöhle, Surtshellir, entstanden, welche lange Zeit hindurch der glühenden Lava als Abflußrinne diente. Diese bekannte Höhle befindet sich nordwestlich vom Langjökull in dem großen Lavafeld Hallmundarhraun. Der Lavastrom, zu welchem die Höhle gehört, ist beinahe flach und man ahnt ihr Vorhandensein nicht, bis man zu dem senkrechten Schlund gelangt, der durch das Einstürzen der Höhlendecke entstanden ist. Diese Höhle, welche wiederholt beschrieben worden ist, besitzt nach E. Olafsson eine Länge von 1580 m, 11 m Höhe und 16 m Breite. Größere und kleinere Höhlen kommen zu Hunderten in allen Lavaströmen unter den Lavaplatten vor; besonders häufig sind sie an der Ausbruchsöffnung der Krater vorhanden, denen sie als Abflußkanäle gedient haben; sehr oft sind diese Rinnen auch zusammengefallen und bilden offene Kanäle mit steilen Wänden. Zuweilen sind die Lavahöhlen inwendig glasiert, und von der Decke hängen viele rote oder schwarze, verschiedenartig geformte Lavazapfen wie Eiszapfen herab. Häufig finden sich in den Plattenlaven eine Menge kesselförmiger Vertiefungen, wo die Kruste geborsten und hinabgesunken ist. In den niedriger gelegenen Gegenden hat sich oft in diesen Vertiefungen eine üppige Vegetation, namentlich von Farrenkräutern, entwickelt; seltene Pflanzen haben in den Lavahöhlen Zuflucht gefunden und namentlich sind Búdahraun auf Snæfellsnes sowie Hafnarfjardahraun in der Nähe von Reykjavik wegen ihres Reichtums an seltenen Arten bekannt.

Außer den unzähligen Sprüngen, die in jedem Lavastrom vorhanden und durch Abkühlung und Senkung der Kruste entstanden sind, wie die Risse einer Eisdecke über einer zur Hälfte ausgetrockneten Pfütze, finden sich auch große Spalten mit bestimmten Richtungen, deren Entstehung ganz anderen Ursachen zuzuschreiben ist. Diese Spalten stehen in enger Verbindung mit der Senkung des Untergrundes nach bestimmten Linien, und oft sind sie

mehrere Meilen lang; sie sind auf dieselbe Weise entstanden wie die Dislokationsspalten der Vulkane; im Südland verfolgen sie die Richtung von SW—NO, im Nordland die Richtung von N nach S. Die bekannteste isländische Spalte ist die berühmte Almannagjá am Thingvallasee; nördlich davon sind große Areale mit Lavaströmen bedeckt, die vom Vulkan Skjaldbreid und von etlichen östlicheren Kraterreihen bei Tindaskagi herrühren. Eine nördlich vom See befindliche Lavastrecke, die über eine Quadratmeile umfaßt, hat sich in vorhistorischer Zeit bedeutend gesenkt; diese gesenkte Partie ist reich an tiefen Klüften und wird gegen O und W von den großen Spalten Hrafnagjá und Almannagjá begrenzt, von denen letztere 10 km lang und gegen W von 30 m hohen, senkrechten Felswänden eingefaßt ist, während die östliche, gesenkte Wand nur eine Höhe von 10—15 m besitzt. Im Odádahraun traf ich auf meiner Reise 1884 südlich vom Vulkan Ketill auf noch größere Lavaspalten von 15 km Länge, und 1895 fand ich in Kelduhverfi und auf der Lavaebene Reykjaheidi eine Menge großer Sprünge. Am Mývatn und auf der Halbinsel Reykjanes sind dieselben ebenfalls vorhanden, überhaupt werden solche auf allen größeren Lavafeldern häufig angetroffen, wo große Lavamassen der Erde entquollen sind, und daher Senkungen stattgefunden haben. Einige Spalten treten als lange, schnurgerade Felswände hervor, da die eine Seite eingesunken ist; zuweilen sind die Spalten auf langen Strecken offen, aber doch hier und da zusammengefallen. Blickt man in eine derartige Spalte hinab, so sieht man meistens nichts anderes, als einen finsteren Abgrund, manchmal ist jedoch der Boden der Spalte mit Eis und Schnee oder mit Wasser bedeckt. Wo die Lava mit Erdreich bedeckt ist, zeigen sich die Spalten als Vertiefungen oder Rinnen mit einem üppigeren Pflanzenwuchs als auf der Umgebung, weil dort die Pflanzen besseren Schutz fanden. In der Landschaft heben sich diese Rinnen als grüne Streifen ab, jedoch kann es sehr gefährlich werden, längs derselben den Weg zu verfolgen, da das Erdreich häufig gefährliche Höhlen und Abgründe verbirgt und leicht den Hufen der Pferde nachgeben kann. Namentlich sind diese Spalten im Winter, wenn Eis und Schnee die Erde deckt, für den Reisenden sehr gefährlich. Auch gibt es noch eine dritte Art von Spalten, die strahlenförmig vom Hauptkrater ausgehen, und auf denen häufig sekundäre Krater entstehen; diese Spalten senden oft noch lange Zeit nach einem Ausbruch Fumarolen aus.

Hornitos.

Auf den großen isländischen Lavafeldern sind sekundäre Kratergruppen sehr häufige Erscheinungen. Diese kleinen Krater sind oft zu Hunderten auf einem kleinen Gebiet zusammengedrängt und ihre Stellung zu einander entbehrt jeder Regelmäßigkeit, während sich die wirklichen Eruptionskrater in Linien nach den Bruchlinien der Unterlage ordnen. Die sekundären Krater stehen in keiner Verbindung mit dem Innern der Erde, sondern verdanken ihre Entstehung ausschließlich der Tätigkeit der flüssigen Lava. Wo die Lava über ein Moor oder einen See fließt, saugt sie so viel Wasserdampf auf und wird dermaßen gesättigt, daß sie hier von neuem eine lokale Ausbruchstätigkeit beginnt, die lange Zeit anhalten kann, namentlich wenn der Lavastrom eine große Mächtigkeit besitzt. Nach der Abkühlung ist die Lava mit einer unglaublichen Menge roter Schlackenkegel bedeckt, die riesenhaften Maulwurfshügeln gleichen; zuweilen finden sich hier glasierte, aus dünnen Lavakrusten und Lavaklecksen aufgebaute Kessel oder inwendig hohle, hoch aufgetürmte Lavakegel; derartige sind z. B. am Lækjarbotnar, in der Nähe von Reykjavík, vorhanden, Hornitos und Schlackenkegel desselben Ursprungs finden sich in vielen Gruppen am Mývatn und im Laxárdalur. Ich maß viele derselben am Gardur im Laxártal; im allgemeinen betrug die Höhe 5—8 m, einzelne waren 10—15 m hoch. Die Neigung schwankte je

nach der Größe der Schlackenstücke und betrug meistens 25—30°, bei einzelnen nur 10—20°, die der Lavakegel kann dagegen 40—50° und darüber betragen. Nirgendwo auf Island findet sich eine so große Anzahl von sekundären Schlackenkratern zu einer Gruppe gehörig, als in Landbrot im Südlande; die Oberfläche eines mächtigen Lavastroms, der von der Eldgjá (930) stammt, ist hier auf einem Flächenraum von 100 qkm mit Hunderten von zusammengepackten großen und kleinen Schlackenkegeln und Lavaschornsteinen mit vielen Tunnels und Höhlungen bedeckt. Wahrscheinlich hat an dieser Stelle der Lavastrom einen alten seichten Fjord ausgefüllt und dabei eine Masse Wasserdämpfe aufgesaugt; überall auf Island, wo derartige Schlackenkrater in großer Anzahl vorhanden sind, scheint die Lava in der Vorzeit Seen oder Flußläufe ausgefüllt oder Moore überschwemmt zu haben. Als bei dem Ausbruch des Laki 1783 neue Lavaströme einen Teil der alten Lava überschwemmten, trat die eigentümliche Erscheinung zutage, daß viele von den alten Lava- und Schlackenkegeln, die vom Rande der neuen Lava entfernt lagen, »gleich Schornsteinen Dämpfe und Rauch« aussandten, was sich nur dadurch erklären läßt, daß Dämpfe von der neuen Lava durch Höhlen und Kanäle dorthin gedrungen sind. Häufig werden Schlackenkegel, die sich auf Lavaströmen gebildet haben, bei neuen Ausbrüchen des Vulkans umgeschmolzen und fortgeführt, wie es während der Eruption des Leirhnúkur am 18. Dezember 1728 geschah. Die Lava hatte in Vertiefungen kleine Seen gebildet, die sehr bald mit einer schwarzen Kruste bedeckt wurden, welche zuweilen barst, und auf deren Sprüngen sich neue Schlackenkegel und Kessel bildeten, die durch Seitenöffnungen Lava ausspieen, während große, glühende Lavakleckse auf und nieder geschleudert wurden. Bei neuen Ausbrüchen des Hauptkraters lösten sich viele dieser sekundären Lavakegel, schwammen auf der Oberfläche des neuen Lavastroms und schmolzen mit diesem zusammen. Mehrere sind jedoch noch erhalten und in ihrem ausgehöhlten Innern mit phantastischen Lavastalaktiten geschmückt. Wie bereits früher erwähnt, wurde die Umgegend des Mývatn 1724—29 durch Ausbrüche verschiedener Kraterreihen in der Nähe verheert, aus der Erde brach Feuer hervor, wo man es am wenigsten erwartet hätte. Die Einwohner waren nirgends sicher und flüchteten mit allem, was sie retten konnten. Mehrere Gehöfte wurden zerstört, ein Lavastrom überschwemmte den Pfarrhof Reykjahlíd, und nur die Kirche blieb verschont, obwohl sie von einem glühenden Lavastrom umflossen wurde; sie steht noch heutigentags auf einem kleinen grünen Fleck mitten in dem kohlschwarzen Lavafeld. Der Lavastrom floß darauf in den Mývatn, wo ein fürchterlicher Kampf zwischen dem glühenden Strom und dem Wasser entstand; die ganze Gegend war in Dämpfe gehüllt, und lange Zeit hindurch wurde unter unausgesetzter Kanonade der Kampf fortgesetzt, bis endlich das Wasser siegte. Wo sich ältere und jüngere Lavaströme in den Mývatn ergossen haben, sind unzählige Lavafelsen von den wunderlichsten Formen entstanden, an welche sich verschiedene Sagen knüpfen.

Wie lange sich die Wärme in den Lavaströmen hält, ist sehr verschieden, sie erkalten sehr schnell an der Oberfläche, aber sehr langsam im Innern; dünnflüssige, basaltische Lavaströme von geringer Mächtigkeit sind sehr bald abgekühlt, dicke liparitische brauchen eine lange Zeit. Im Lavastrom der Sveinagjá vom Jahre 1875 erreichte die Temperatur noch ein Jahr später, als ich mit Johnstrup diesen Vulkan besuchte, in einer Tiefe von 2 m 300° C., aber in den Lavaklüften außerhalb der Krater betrug die Temperatur im Verhältnis zum Abstand von diesen, nur 200—130°; durchschnittlich ist dieser Lavastrom nur 8 m dick. Als Helland sechs Jahre nach dem Ausbruch diesen Ort besuchte, waren die Schlacken einen Fuß unter der Oberfläche noch so warm, daß man sie kaum in der Hand halten konnte. Der Lavastrom der Hekla vom Jahre 1845 bewahrte die Wärme sehr lange, denn sechs Monate nach dem Ausbruch war die Lava vielfach noch so

heiß, daß man sich bei der Berührung verbrannte. An mehreren Stellen hatte die Entwicklung von Gasen aus den Lavasprüngen nach dem Verlauf von fünf Jahren noch nicht aufgehört, und in den Öffnungen der Fumarolen zeigte Th. Kjerulfs Thermometer über 100° C. In den Lavaströmen bei Krakatindur, nordöstlich von der Hekla, welche vom Jahre 1878 datieren, befanden sich noch 1893 die Fumarolen in lebhafter Tätigkeit. In den dicken liparitischen Lavaströmen währt die Tätigkeit der Fumarolen Jahrhunderte, manchmal Jahrtausende hindurch. Bei den isländischen Vulkanausbrüchen setzen natürlicherweise die Fumarolen auf den Lavaströmen ähnliche Stoffe ab, wie in anderen Ländern, da aber dieselben sehr schnell aufgelöst und fortgeführt werden und selten die Gelehrten bei Ausbrüchen zugegen waren, sind diese Verhältnisse noch sehr wenig untersucht worden; nur Schythe und Bunsen haben eine Untersuchung der Fumarolen im Lavastrom der Hekla vom Jahre 1845 vorgenommen. Schythe fand in den Fumarolen hauptsächlich Wasserdämpfe mit Chlorbrinte, nur an einer Stelle Schwefelsäuerling. Unter den ausgeschiedenen Salzen war Salmiak am meisten vertreten, nicht selten war Chloreisen vorhanden, während Chlornatrium gänzlich fehlte; als Kjerulf fünf Jahre später die Gegend besuchte, setzten die Fumarolen noch Salmiak ab. Die Annalen berichten von dem Ausbruch der Hekla 1341, daß der Lavastrom dergestalt mit Salz und Schwefel bedeckt war, daß man mit Leichtigkeit mehrere Pferdelasten sammeln konnte. Auf dem Lavastrom der Sveinagjá vom Jahre 1875 wurde im folgenden Jahre bei den Sprüngen, welche von den Kratern strahlenförmig ausliefen, erhebliche Massen von kristallisiertem Salmiak gefunden, der wasserhell oder, infolge von eingemischtem Chloreisen, zitronengelb war; der Salmiak war kristallisiert in Kositetraëder (3 0 3) oder zuweilen in Würfeln. Die von den Lavaspalten ausströmende Luft enthielt nur Kohlensäure, Sauerstoff und Stickstoff[1]) ohne die geringste Spur von Schwefelsäuerling oder Schwefelwasserstoff.

Die basaltischen Laven auf Island sind sehr dünnflüssig und haben sich deshalb über große Flächen ausgebreitet. Von den Lavaströmen, die von einem einzelnen Ausbruch herrühren, können der des Laki (1783), der eine Fläche von 565 qkm bedeckt, und der Lavastrom der Eldgjá (930) mit einem Areal von 693 qkm beispielsweise genannt werden. Unter den vorhistorischen Lavaströmen bedeckt der Frambruni ein Areal von 465 qkm, der Hallmundarhraun 215 qkm und der Veidivatnahraun 1080 qkm. Auch können die einzelnen Lavaströme eine ansehnliche Länge besitzen. Der westliche Lavastrom des Laki ist 90 km lang, der östliche 40 km. Der Lavastrom der Trölladyngja, Frambruni, besitzt eine Länge von 110 km und der Veidivatnahraun mißt von den Kratern bei den Seen Fiskivötn bis zur Südküste hinab über 150 km. Über die Geschwindigkeit der Lavaströme sind nur sehr wenige Beobachtungen vorhanden. Der Lavastrom der Hekla vom Jahre 1845 bewegte sich langsam, am schnellsten in den Tagen vom 13. bis 19. November, in denen er 392 m in 24 Stunden zurücklegte, wogegen der Lavastrom des Laki, der sich im Jahre 1783 vom 19. bis 23. Juni im Flußbett des Melkvísl mit einem sehr schwachen Falle, fast über eine wagerechte Ebene abwärts bewegte, eine Geschwindigkeit von 7—8 km in 24 Stunden entwickelte. Wo sich die Lava an steilen Abhängen hinunterstürzt, bewegt sie sich natürlich sehr schnell, aber meistens ist sie so zäh, daß sie sich als ein zusammenhängender Strom auf einem Abfall von 30° und darüber fortbewegt. Derartige Lavafälle sind auf Island sehr gewöhnlich; die größten, welche ich gesehen habe, sind die 200—250 m hohen Lavafälle bei Selvogur, die bereits früher besprochen wurden. Der größte Teil der steileren Lavafälle besteht aus Schlacken oder Schlackenhüllen, durch welche die Lava zum Flachland hinabgeflossen ist. Häufig können sich die Lavaströme auf einem sehr flachen Terrain mit

---

[1]) CO_2, 3,40; O 19,25; N 77,32 Proz. (O. T. Christensen Tidsskrift for Fysikog Chemie, 1889, S. 232.

außerordentlich geringem Falle fortbewegen, und viele ausgedehnte Lavafelder gleichen in der Entfernung großen, schwarzen Seen mit wagerechter Oberfläche. Der früher erwähnte 110 km lange Lavastrom Frambruni hat oben auf dem Hochland eine durchschnittliche Neigung von 0° 41′, aber unten im Bárdartal kaum 1/2°. Die Lavafläche nördlich von den Dyngjufjöll zeigt auf einer Strecke von 23 km nur eine Neigung von 0° 20′ 38″, und nachdem das Lavafeld Veidivatnahraun die südliche Niederung erreicht hat, besitzt es auf einer Strecke von 50—60 km eine durchschnittliche Neigung von kaum 0° 5′. Bei den großen Masseneruptionen ist die Beweglichkeit der Lava sehr bedeutend und die Neigung gering gewesen, bei kleineren Lavaströmen ist die Neigung jedoch meistens größer, wie die des Nesjavallahraun 1° 59′, des Brókarhraun 1° 14′ 30″, u. a. m. In der Nähe der Ausbruchsstelle vermögen sich die Lavaströme sogar an einer sanft ansteigenden Fläche hinaufzuarbeiten, wie z. B. ein Lavaarm der Sveinagjá am 12. März 1875 eine Strecke von 565 m an einem Abhang von 0° 25′ bergan floß, wobei er 10—12 m in der Stunde zurücklegte.

Hier ist nicht der Ort auf die Petrographie der Lavatröme näher einzugehen, da diese Arbeit hauptsächlich Vulkane und Lavaströme vom physisch-geographischem Gesichtspunkt aus schildern soll; auch sind die isländischen basaltischen Lavaströme fast durchgängig gleichartig in ihrer Zusammensetzung. Im Äußern gleichen sie ebenfalls einander, haben eine schwarzbraune, schwarze, oder schwärzlichgraue Farbe und sind meistens ziemlich feinkörnig, im Gegensatz zu den glazialen und präglazialen Laven, die fast immer grobkörnig und hellgrau sind. In petrographischer und chemischer Hinsicht sind die basaltischen Laven der entfernt von einander liegenden Vulkane fast ganz gleich und die wenigen Variationen können ebenso gut in einem einzelnen Lavastrom beobachtet werden. Die Laven sind sehr oft porphyritisch, zuweilen enthalten sie große Kristalle von Anorthit und Olivin, an einzelnen Stellen bilden diese Mineralien die Hauptmasse des Gesteins. Die liparitischen Laven sind immer von dicken Lagen Obsidian gedeckt, und die basaltischen Laven haben ebenfalls zuweilen, wie im Odádahraun und an anderen Orten, eine dünne Kruste von Basaltglas (Tachylyt) auf der Oberfläche. Viele von den Plattenlaven sind dicht und arm an Blasenräumen, während andere von denselben ganz durchlöchert sind; mit Rücksicht auf Aussehen und Struktur gleichen die isländischen Plattenlaven völlig denen anderer Länder. Ist das Magma homogen und die Oberfläche eben gewesen, so bilden sich regelmäßige, senkrechte fünf- und sechseckige Prismen; finden sich dagegen, wie es häufig der Fall ist, in der Oberfläche viele kleine, abgerundete Kuppen, so gehen die Säulen in jeder Kuppe strahlenförmig vom Mittelpunkt derselben aus; am Ende des Lavastroms sind die Säulen abfallend und wagerecht, weil sie stets senkrecht auf der Abkühlungsfläche gebildet werden. In den größeren Lavaströmen, die ihre Entstehung vielen Ausgüssen derselben Ausbruchsstelle verdanken, kommen oft wechselnde Lagen von geschlackter Lava und säulenförmiger Lava vor. In vielen Lavaströmen findet sich außerdem eine plattenförmige Spaltung, die senkrecht auf dem stärksten, während der Bewegung des Stromes ausgeübten Druckes, und parallel mit den Abkühlungsflächen entstanden ist; namentlich kommt diese plattenförmige Absonderung da vor, wo das Magma nicht gleichartig sondern schlierig war, weshalb diese Spaltung in den liparitischen Laven, wie z. B. auf dem Laugahraun bei Torfajökull, so schön entwickelt ist, daß sich die Lavamassen in gewölbten Platten, wie die Häute an einer Zwiebel, absondern. Dagegen tritt die säulenförmige Absonderung seltener in liparitischen Laven auf. Die Lavaströme schwinden während der Abkühlung, weshalb man oft an einem Gebirgsabhang, längs welchem die Lava geflossen ist, eine Einfassung oder Saum von geschlackter Lava beobachten kann, welche die Höhe des Lavastroms bei dem Ausbruch angibt. Oft übt die flüssige Lava einen bedeutenden Einfluß auf die Unter-

lage aus. Wo sie über Rasen geflossen ist, wird jeder Pflanzenwuchs zerstört und die Bildung von Salmiak durch die Fumarolen begünstigt; merkwürdigerweise können Bäume oft lange Zeit Widerstand leisten, bevor sie verbrennen, woran wohl der Vorrat an Wasser schuld ist, den sie enthalten; am Steingrimsfjord habe ich in der Unterfläche der basaltischen Laven aus der tertiären Zeit verkohlte Baumstämme gefunden. In einzelnen Gegenden sind die isländischen Laven über glaziale Tonlagen geflossen, die sie verändert haben, so daß der Ton teils eine rötliche Farbe erhielt, teils sich in kleinen Säulen absonderte. Wenn die Lava in hochgelegenen Berggegenden an oder über der Schneegrenze große Schneehaufen überflutet, kommt es vor, daß letztere nicht schmelzen, sondern sich als Firnschnee unter der Lava erhalten.

Asche, Schlacken und Bomben.

Wie bereits erwähnt, sind Massenausbrüche von Lava vorzugsweise maßgebend für den isländischen Vulkanismus der Gegenwart, sowie für den im Eocän und Miocän, wogegen im Pliocän und zum Teil während der Eiszeit Ascheneruptionen überwiegend waren. Die isländischen Vulkane produzieren jedoch außerdem bedeutende Massen von losem Material, obwohl sich das Volumen derselben bei weitem nicht mit dem der Lava messen kann. So viel man weiß, speien die unter großen Eisdecken verborgenen Vulkane (Katla, Grimsvötn) nur Asche aus, auch findet eine erhebliche Aschenproduktion bei einzelnstehenden, mit Gletschern bedeckten Vulkanen statt, obwohl auch kleinere Lavaströme hier nicht zu den Seltenheiten gehören. Einzelne Ausbrüche von Vulkanen, die nicht mit Eis bedeckt sind, haben nur Asche produziert, wie die Askja 1875, und bei allen Lavaeruptionen von größeren Vulkanen, Spalten und Kraterreihen besteht ein Teil der ausgeworfenen Massen, wohl meistens ein Drittel oder Viertel derselben, aus Schlacken, Bomben, Asche u. dgl.

Isländische Vulkanausbrüche, die im Anzug sind, machen sich oft über weite Strecken des Landes bemerkbar, weniger infolge der sie begleitenden Erdbeben, die selten sehr heftig auftreten, als durch das starke unterirdische Getöse und Donnern, Knallen und Krachen. Sobald die Hekla oder Katla zu sprühen beginnen, wird die Kanonade in fernen Gegenden vernommen, und das unterirdische Gedröhn verkündet im voraus den Einwohnern, was in diesen Vulkanen vor sich geht. Ich erinnere mich aus meiner Kindheit, daß man während der Ausbrüche im Vatnajökull 1862 und 1867 im Borgafjord bei Faxaflói, über 250 km von der Ausbruchsstelle entfernt, ein gewaltiges unterirdisches Gedröhn wie Kanonenschüsse vernahm. Bald darauf meldet sich der Ausbruch, je nach der Windrichtung, selbst in entfernten Gegenden durch einen mehr oder weniger dichten Aschenregen und häufig durch einen abscheulichen Gestank von Schwefelwasserstoff. Ein Ausbruch im Vatnajökull 1873 machte sich in Reykjavík, 230 km von der Ausbruchsstelle entfernt, wie gewaltige Blitze gegen den dunklen Himmel bemerkbar. Die Aschensäule, welche aus dem Vulkan emporsteigt, ist oft sehr hoch. Am 21. April 1766 wurde die Aschensäule der Hekla gemessen, welche damals eine Höhe von 5020 m besaß, aber während desselben Ausbruchs öfter noch viel höher stieg. Am 9. November 1845 und am 5. Februar 1846 maß die Aschensäule der Hekla bzw. 3637 m und 4360 m über dem Gipfel des Berges. Lavastücke fallen häufig weit von der Ausbruchsstelle nieder; bei dem Ausbruch der Hekla wurde 1510 ein Mann in Skálholt, 45 km von der Ausbruchsstelle entfernt, von einer vulkanischen Bombe erschlagen. Derselbe Vulkan warf am 5. April 1766 drei- bis vierpfündige Lavastücke 22½ km weit, und eine Scorie von der Größe einer geballten Faust fiel auf Vidivellir im Skagafjord, 165 km von der Hekla entfernt, nieder. Am 29. Juli 1783 ergoß sich von der Kraterreihe des Laki ein Regen von glühenden Bomben über Fljótshverfi (20—30 km entfernt) und am 26. Juni desselben Jahres schleuderte dieser Vulkan viele glühende



Schlacken ungefähr 90 km weit, bis nach Thórsmörk. Am 14. Oktober 1845 spie die Hekla Schlacken und Bomben 3000 m hoch in die Luft.

Erst wird die feinere Asche vom Vulkan hoch in die Luft geschleudert und dann vom Winde weit und breit über ferne Gegenden verteilt. Der feine vulkanische Staub, der so häufig vom Winde nach fernen Gegenden von Island getragen wird und sich auf Schiffe, weit von den isländischen Küsten, niederläßt, rührt aber nicht immer von neuen Vulkanausbrüchen her, sondern er besteht oft aus feinem Palagonitstaub, der von den öden Gegenden des inneren isländischen Hochlandes vom Winde fortgeführt wird. Bei dem Ausbruch der Katla 1625 wurde die Asche bis nach Bergen in Norwegen, 1200 km weit getragen, und die Bimssteinasche der Askja machte bei dem Ausbruch am 29. März 1875 eine Reise nach der Westküste von Norwegen in 11 Stunden und 40 Minuten, und weiter nach Stockholm in 10 Stunden, legte also eine Strecke von 2000 km in 21 Stunden und 40 Minuten zurück. Feinerer Staub ist bei etlichen isländischen Ausbrüchen noch viel weiter fort, bis nach Schottland, ja selbst bis nach Holland und Deutschland geweht worden. Für die nächsten von den Aschenwolken berührten bewohnten Gegenden kann ein solcher Ausbruch ein furchtbares Unglück werden; indessen richtet die schwere basaltische Asche viel mehr Unglück an, als die leichtere liparitische, die eher vom Regen und durch Überrieselung fortgespült wird. Es hängt vom Zufall und von der Windrichtung während des Ausbruchs ab, wie groß der zugefügte Schaden ist. Werden Einöden vom Aschenregen getroffen, ist der angerichtete Schaden weniger fühlbar, da er dann nur die Weiden der Schafe heimsucht, zuweilen fällt die Asche auch auf Wüsten und Gletscherfelder nieder, jedoch werden auch leider bewohnte Gegenden nicht verschont. Weiden werden zugedeckt, Felder und Wiesen zerstört, das Vieh stirbt haufenweise aus Mangel an Futter oder infolge der von dem vulkanischen Sande erzeugten Krankheiten, den das Vieh mit dem Gras zusammen verzehrt; der Rest muß im Herbst geschlachtet werden, da die Heuernte bei solchen Gelegenheiten fast immer ausfällt. Nach vulkanischen Ausbrüchen werden die Schafe beinahe stets von einer Krankheit, »gaddur« genannt, befallen, indem die Backenzähne hohe Spitzen entwickeln, welche das Zahnfleisch und den Gaumen verwunden und Entzündungen und tiefe Wunden erzeugen; ebenso werden die Eingeweide von verschiedenen Krankheiten ergriffen. Nach dem Ausbruch 1783 gingen in Island 53 Proz. des Hornviehs, 82 Proz. der Schafe und 77 Proz. der Pferde zugrunde; darauf folgte eine Hungersnot, die 9200 Menschen oder ungefähr ein Fünftel der ganzen Bevölkerung hinraffte.

Wo die Aschenwolken mitten am Tage vorüberziehen, wird es plötzlich so dunkel, daß man in den Häusern Licht anzünden muß, und draußen ist die Finsternis so dicht, daß man buchstäblich nicht eine Hand breit vor sich zu sehen vermag. Bei dem Ausbruch der Katla am 12. Mai 1721 war das ganze südwestliche Island einen halben Tag lang in Finsternis gehüllt, so daß die Fischer von Utskálar an der äußersten Küste von Reykjanes (230 km von der Katla entfernt) nicht den Weg heimwärts finden konnten; dicht bei Reykjavik, 170 km vom Vulkan, fiel eine große und schwere Scorie zu Boden. Bei dem Ausbruch der Askja mußte in den Gehöften, die 100—150 km von der Ausbruchsstelle entfernt lagen, mitten am Tage vier Stunden lang Licht gebrannt werden und die Fensterscheiben waren derart mit dichtem Bimssteinstaub bedeckt, daß man sich von innen in denselben spiegeln konnte. Dabei zuckten unaufhörlich Blitze durch die Luft, welche dermaßen mit Elektrizität geladen war, daß um die aufgerichteten Stacheln der Alpenstöcke, sowie um die Spitzen der ausgestreckten Finger ein Feuerschein flimmerte, welche Phänomene bei vielen Ausbrüchen beobachtet sind. Die von den Vulkanen ausgespieenen losen Massen lassen sich nicht so leicht messen wie die Lavaströme, jedenfalls aber haben wir es hier

mit ungeheuren Quantitäten zu tun. Auch habe ich bisher nicht Zeit gehabt, das Resultat ausfindig zu machen und zu berechnen, welches verschiedene ältere Berichte über isländische Ausbrüche ergeben könnten. In der Nähe der Kraterreihen von 1783 hat die Scorien- und Aschenschicht noch an mehreren Stellen eine Dicke von 2—3 m auf den Hügeln und 10—12 m in den Vertiefungen. Zunächst dem Gletscher unterhalb der Katla besitzen die Scorienmassen von dem im Jahre 1860 stattgefundenen Ausbruch sicher noch jetzt eine Dicke von 30—40 m. Der Ausbruch des Laki 1783 streute über die Umgegend 2—3 cbkm Schlacken und Asche aus, und bei dem Ausbruch der Askja 1875 wurde das östliche Island im Laufe von zehn Stunden mit 3—4 cbkm Bimsstein bedeckt. Bei den vielen Ausbrüchen der Katla sind ebenfalls gewaltige Aschenmassen über nähere und fernere Gegenden verteilt worden, und eine große, unterhalb diesem Vulkan gelegene Wüste beinahe von der Breite einer ganzen Tagereise besteht ausschließlich aus Schlacken und Asche. Wo eine dünne Aschenlage auf Grasboden fällt, dringt die Asche allmählich in die Erde, und das Erdreich wächst über die Asche hinaus. Im Ostland wurden beim Ausbruch der Askja 1875 im Jökuldal 17 Gehöfte zerstört, als ich aber acht Jahre später diese Gegenden besuchte, waren zwölf Gehöfte wieder aufgebaut, und auf den Feldern unweit der Höfe hatte sich eine 3—5 cm dicke Humuserde über dem Bimsstein gebildet, wogegen die Bimssteinasche auf den Außenfeldern, die nicht gedüngt werden, offen zutage trat. In den Ansiedlungen Skaptártunga und Sida, die den Ausbrüchen der Katla sehr ausgesetzt waren, finden sich im Erdreich 4—5 Aschenlagen und dazwischenliegende Humusschichten, und im ganzen Lande werden sehr häufig in den Torfmooren schwarze Lagen von basaltischen Scorien und helle Lagen liparitischen Bimssteins gefunden. Dasselbe gilt vom Surtarbrandur und den Tonlagen der tertiären Zeit. Schon damals wurde die Vegetation von Zeit zu Zeit durch vulkanische Ausbrüche zerstört, hat sich aber immer wieder hervorkämpfen können.

Wie wir gesehen haben, sind die isländischen Vulkanprodukte meistens basaltischer Natur, und der bei weitem überwiegende Teil der losen vulkanischen Massen besteht deshalb aus schwarzen, mehr oder weniger dünn verteilten Scorien und Bomben. Große und kleine Bomben finden sich zu Tausenden bei allen isländischen Vulkanen, meistens haben sie die Form einer Kugel oder Birne, sind aber auch häufig länglicher oder flachgedrückt; auf die Beschreibung der vielen verschiedenen Variationen können wir uns jedoch hier nicht einlassen. Die feinere Asche besteht hier, wie anderswo, aus unzähligen Glaspartikeln, kleinen Kristallen und Kristallfragmenten mit einzelnen großen Kristallen vermischt. Der liparitische Bimsstein der Askja enthält häufig in den Gegenden, welche dem Vulkan am nächsten liegen, kleine Stückchen von bläulichweißem, vulkanischem Glas, das dem Porzellan ähnlich sieht und in kleinen Bröckchen in den Bimssteinstücken festgekittet ist. Wahrscheinlich ist das flüssige Magma in den Pausen zwischen den Dampfstößen im Krater sehr schnell zu Glas erstarrt und dann in Stücke gebrochen und mit dem Bimsstein ausgespieen worden. Gleichzeitig wurden auch große Mengen von zusammengefilzten Glasfäden ausgeworfen, die eine Länge bis zu 60 cm besaßen und grobem Pferdehaar glichen. Bei dem Ausbruch 1783 wurde ähnliches feines und grobes Haar beobachtet, das wie Wolle oder in Bündeln und Ringen zusammengewickelt niederfiel. Die Ausbrüche werden häufig von einem durchdringenden Schwefelgestank begleitet, der sich weithin bemerkbar macht, und die vulkanische Asche enthält große Mengen von Säuren. Bei dem Ausbruch des Laki 1783 war die Asche derart säurehaltig, daß sie Löcher in die Blätter des Ampfer und schwarze Flecken auf die Wolle der Schafe brannte; die Hufe derselben wurden gelb, wenn sie mit der Asche in Berührung kamen. Der herabfallende Aschenregen soll so scharf und ätzend gewesen sein, daß es schmerzte, wenn er Gesicht und Hände

berührte. Die starken elektrischen Entladungen und Wolkenbrüche können ebenfalls bei den Eruptionen großen Schaden anrichten; 1783 war der Regen mit vulkanischem Sande und schwefliger Asche vermischt, so daß die Felder mit einem Schlamm, so schwarz wie Tinte, überzogen wurden und das Wasser übelriechend und ungenießbar war. Gewaltige Hagelschauer mit Körnern, so groß wie Sperlingseier, waren ebenfalls nicht ungewöhnlich. Der feine Staub, welcher bei gewaltigen Ausbrüchen die Atmosphäre erfüllte, veranlaßte nach dem Ausbruch des Krakatau, wie man meint, in der Luft eigentümliche Lichtbrechungen. Bei bedeutenderen Ausbrüchen hat man in Island das nämliche wahrgenommen, so war nach dem Ausbruch des Laki 1783 über einen großen Teil von Europa die Abendröte ungewöhnlich und auffallend leuchtend. Ebenso wird berichtet, daß man damals in Island viele merkwürdige Lufterscheinungen beobachtete, Erscheinungen, die man für übernatürliche Wahrzeichen hielt, welche die darauffolgende Hungersnot und große Sterblichkeit unter Menschen und Tieren verkündigte. Die gewaltigen Naturerscheinungen, vulkanische Ausbrüche, Überschwemmungen und Erdbeben haben namentlich in älteren Zeiten die Phantasie des Volkes heftig erregt, und ältere Berichte über isländische Vulkanausbrüche, die meistens von Geistlichen verfaßt waren, enthalten stets lange und ausführliche Betrachtungen über die Schlechtigkeit der Menschen und die gerechte Strafe, welche sie durch ihren gottlosen Lebenswandel herausgefordert haben. Der Pfarrer Jón Steingrimsson zu Sida, ein tüchtiger und aufgeklärter Mann, der Augenzeuge des Ausbruchs im Jahre 1783 war und einen ausführlichen Bericht von diesem Ereignis verfaßt hat, beginnt denselben ebenfalls mit Betrachtungen über das sündhafte Leben seiner Pfarrkinder; es sei nicht zu verwundern, sagt er, daß eine derartige Katastrophe hereinbrechen mußte, wo die Leute in solcher Üppigkeit lebten, daß sie (das ganze Kirchspiel) in einem Jahre 93 Reichstaler für Branntwein ausgaben und außerdem dem Tabak verfallen waren und selten die Kirche besuchten.

Die einzelnen Vulkane.

In diesem kurzen Artikel ist es unmöglich, die einzelnen isländischen Vulkane zu beschreiben oder eine Geschichte ihrer Eruptionen zu entwerfen, dieselbe würde ein dickes Buch erfordern, wenn sie nur einigermaßen ausführlich behandelt sein sollte. Daher will ich mich hier damit begnügen, die einzelnen Vulkane aufzuführen und ihre geographische Verteilung über Island anzudeuten. Mit Rücksicht auf die einzelnen Vulkane und deren Geschichte muß ich auf meine früheren Publikationen verweisen, denn fast alle meine Abhandlungen über Island enthalten einiges über die Vulkane. Die meisten derselben sind aber leider deutschen Gelehrten unzugänglich, da sie in dänischer oder isländischer Sprache verfaßt sind. Ein großer Teil des von mir gesammelten Materials[1]) ist jedoch noch unbearbeitet.

Es gibt wohl kaum ein Land, das bei dem Aufzählen seiner Vulkane so viele Schwierigkeiten bereitet, wie Island, denn die isländischen Vulkane entsprechen ungemein wenig der traditionellen Auffassung eines Vulkans. Man stellt sich gewöhnlich einen Vulkan

[1]) An dieser Stelle will ich mir erlauben, einige meiner größeren Arbeiten über isländische Vulkane anzuführen: Oversigt over de islandske Vulkaners Historie, Köbenhavn 1882; Vulkaner og Jordskjælv paa Island, Kjöbenhavn 1897; Vulkane im nordöstlichen Island (Mitt. der k. k. Geogr. Ges. Wien 1891, S. 117—45, 245—89); Geologiske Iagttagelser paa Snæfellsnes og i Omegnen af Faxebugten, Stockholm 1891 (Bihang till K. Sv. Vetensk. Akad. Handl. XVII, Afd. 2, Nr. 2); Vulkanerne paa Reykjanes i Island (Geolog. Fören. Forhandl., Stockholm VII, 1884, S. 148—77); Nogle almindelige Bemärkninger om isl. Vulkaner og Lavaströmme (Geogr. Tidskr. XIII, 1896, S. 140—56); Reise i Vester-Skaptafellssyssel 1893 (Geogr. Tidskr. XII, 1894, S. 167—234). Außerdem viele Reiseberichte in Geogr. Tidskr., Andvari, Pet. Mitt., Verhandl. u. Zeitschr. Ges. f. Erdk. Berlin, Geographical Journal, Nature usw. Alle älteren Untersuchungen der isländischen Vulkane sind ausführlich in »Landfrædissage Islands«, Bd. IV, besprochen worden.



als einen größeren, kegelförmigen Berg, aus wechselnden Lava- und Tufflagen zusammengesetzt, mit einem Krater im Gipfel vor, der ab und zu Lavaströme und Aschenwolken ausspeit. Von dieser Gattung gibt es auf Island verhältnismäßig wenig Vulkane, man kennt nur sechs postglaziale tätige Vulkane dieser Art. Von Lavakuppen, aus lauter Lavaströmen aufgebaut, wie die wohlbekannten auf Hawaii, nur sehr viel kleiner, sind 16 bekannt. Diese beiden Arten von Vulkanen sind wirkliche, individualisierte Ausbruchsberge, aufgebaut durch eine Reihe von Ausbrüchen, welche lange Zeit hindurch fortgesetzt wurden. Sie spielen jedoch nicht die wichtigste Rolle, ihre Ausbruchsprodukte können mit Rücksicht auf das Volumen nicht mit den Lavamassen verglichen werden, welche aus Spalten und langen Kraterreihen geflossen sind, von denen die meisten doch nur einen Ausbruch gehabt haben und, vom geologischen Gesichtspunkt aus betrachtet, ein recht ephemeres Dasein führen. Im ganzen mittleren Island ist man buchstäblich nirgends vor vulkanischen Ausbrüchen gesichert, die Erfahrung beweist, daß sich an jeder beliebigen Stelle und oft, wo man es am wenigsten erwartet, eine Spalte öffnen und Massen von Lava über die Umgegend ausgießen kann. Ein Ausbruch auf dem flachen Lande, der große Massen von Lava zutage fördert, wird auf isländisch »Iardeldur« (Erdfeuer oder Erdbrand) genannt. Man fühlt es geradezu, daß das glühende Magma überall in der Nähe der Oberfläche in verhältnismäßig geringer Tiefe vorhanden ist. Mehrere dieser Spalten haben so bedeutende Massen von Lava, Asche und Schlacken ausgespieen, daß aus diesem Material große Berge aufgebaut werden könnten, und mit Rücksicht auf die Heftigkeit und Wirkung dieser Ausbrüche, übertreffen sie selbst die gewaltigsten Ausbrüche der Vulkane vom traditionellen Typus. Jede einzelne, selbständige Vulkanspalte kann demnach mit vollem Rechte als ein besonderer Vulkan mitgezählt werden, obwohl die Grenze sehr schwer zu ziehen ist. Deshalb will ich in dem nachfolgenden Verzeichnis der isländischen Ausbruchsstellen jede größere Spalte und Kraterreihe, die nicht an irgend einen größeren Vulkan geknüpft ist und ihre eigene Existenz zu behaupten scheint, als einen besonderen Vulkan aufführen; zu einem jeden derartigen Vulkan werden häufig kleinere naheliegende Spalten und Kraterreihen mitgerechnet. Dagegen habe ich mehrere kleinere Spalten und Ausbruchsöffnungen übergangen, da sie von verhältnismäßig geringer Bedeutung sind. Diese Vulkanbildung ist auf Island die gewöhnlichste und, vom geologischen Gesichtspunkt aus betrachtet, zugleich die bedeutungsvollste. Zwei Drittel des vulkanischen Materials, das auf Island in postglazialer Zeit der Erdrinde entquollen ist, rührt sicher von Spalten und Kraterreihen her. Ferner finden sich hier und dort, von Kraterreihen und größeren Vulkanen entfernt, einzelne selbständige, größere Krater, die als kleine Vulkane gelten können und entweder Explosionskrater sind, ohne eine erhöhte Umzäunung, oder aus Lava und Schlacken aufgebaute Kraterringe, die einem einzelnen Ausbruch ihr Dasein verdanken.

Der Übersicht wegen will ich zunächst die isländischen Vulkane in elf Gruppen nach ihrer Lage ordnen. In der umstehenden Tabelle findet sich eine statistische Einteilung der verschiedenen Arten von Vulkanen in verschiedene Gruppen und nachstehend die Liste der Namen von den mir bekannten isländischen Vulkanen[1]).

1. **Snæfellsnes** mit den dazu gehörigen kleineren Vulkanen, welche einen Bogen um den nordöstlichen Teil von Faxaflói bilden. Anzahl der Vulkane 17, Lavaareal 432 qkm. Snæfellsjökull (Str) schließt die Halbinsel mit einem eisgedeckten Kegel gegen W ab.

[1]) Die Buchstaben hinter den Namen bedeuten: Str = Stratovulkane, große Vulkane, die aus wechselnden Lagen von Tuff und Lava zusammengesetzt sind; L = Lavakuppen mit schwacher Neigung; R = Kraterreihen und Ausbruchsspalten; K = kleinere Vulkane mit einem einzelnen, ziemlich großen Krater, sowie Explosionskrater; I V = Vulkane unter Inlandeis; U S V = Unterseeische Vulkane.



Zahl und Art der isländischen Vulkane.

	Stratovulkane Str	Lavakuppen L	Spalten und Kraterreihen R	Einzelne Krater (Puy-Typus) und Explosionskrater K	Ausbruchsstellen unter Inlandseis I V	Unterseeische Vulkane U S V	Liparitische Ausbruchsstellen	Gesamte Anzahl der Vulkane	Lavaareal in Quadratkilometern
1. Snæfellsnes	1	—	11	5	—	—	—	17	432
2. Hochland bei Langjökull und Hofsjökull	—	2	7	—	—	—	—	9	1034
3. Reykjanes	1	5	19	2	—	1	—	28	1529
4. Das Gebiet der Hekla	1	—	4	1	—	—	4	10	523
5. Veidivötn	—	—	5	1	—	—	—	6	1550
6. Mýrdalsjökull	1	—	—	—	1	—	—	2	—
7. Vestur-Skaptafellssýsla	—	—	4	—	—	—	—	4	1368
8. Vatnajökull	1	—	3	—	1	—	—	5	—
9. Odádahraun	1	6	15	1	—	—	—	23	3684
10. Mývatnssveit	—	—	16	3	—	—	—	19	367
11. Reykjaheidi	—	3	3	—	—	1	—	7	730
	6	16	87	13	2	2	4	130 [1]	11217

Auf der Nordseite der Halbinsel liegen Berserkjahraun (R) und Svelgsárhraun (R), auf der Südseite Búdaklettur (K), Bláfeldarhraun (R), Hraunsmúlahraun (R), Midhraun (R), Raudamelskúlur (R). Längs des Bergrandes bei Mýrasýsla und teilweise unten auf der Ebene Raudhálsar (R), Gullborg (K), Geldingaborg (K), Eldborg (K), Hítardalsgígir (R), Barnaborg (K), Hraunárdalsgígir (R), Múlaselsgígir (R), Brók (R).

2. **Das Hochland bei Langjökull und Hofsjökull.** Anzahl der Vulkane 9, Lavaareal 1034 qkm. Die Lava umgibt in großen, unzusammenhängenden Partien den Langjökull. Geitlandsgígir (R), südwestlich vom Eiriksjökull, Hallmundargígir (R) im nordwestlichen Ende des Langjökull, Lyklafellsgígir (R?), Strýtur (L) mitten im Kjalhraun, Asbjarnarfell (R?), die Krater liegen jetzt unter den Gletschern des Hofsjökull begraben, Illahraun (R?), nordöstlich von den Kerlingarfjöll, so gut wie unbekannt, Skjaldbreid (L), Tindaskagi (R), Hlödufellsgígir (R).

3. **Reykjanes,** samt den Gegenden südöstlich vom Thingvallasee. Anzahl der Vulkane 28, Lavaareal 1529 qkm. Raudhólar (R), 10 km von Reykjavík, Gardahraunsgígur (K), Máfahlídar (R), Undirhlídar (R), beide nordöstlich von Sveifluháls. Trölladyngja (Str), Núphlídarháls (R) mit mehreren Kraterreihen auf beiden Seiten. Fagradalsfjöll (R), von hier sind große Lavaströme (Strandahraun) von mehreren Kraterreihen, die jedoch bis jetzt sehr wenig bekannt sind, zur Küste hinabgeflossen. Eldvörp (R) bei Grindavík. Am Rande der Halbinsel Reykjanes liegen mehrere Vulkane dicht aneinander, Stampar (R), Eldborgir (R), Sýrfell (R), Skálarfell (L) und Háleyjarbunga (L), sowie im Meere außerhalb der Landzunge bei Eldeyjar oder Fuglasker (U S V) findet sich eine tätige Ausbruchsstelle auf dem Meeresboden. Westlich von Krisuvík liegt Ögmundarhraun (R) und östlicher ebenfalls nahe bei der Küste Eldborg bei Geitahlid (R). Auf der Höhe des Plateaus finden sich die vielen Kraterreihen in den Brennisteinsfjöll (R), sowie Grindaskardagígir (R) und Kongsfellsgígir (R), ferner Heidin há (L) und südlich von diesem Selvogsheidi (L), weiter nach NO, liegen ebenfalls auf dem Plateau Svínahraunsgígur (K), Lambafellsgígir (R) und Meitill (R), die sämtlich eine Menge Lava ausgegossen haben. Auf Hellisheidi liegen Thurrárgígir (R) und nordöstlich von Hengill beim Thingvallasee Nesjavallagígir (R). Nordöstlich vom Reykjanes-Gebiet und dasselbe an die Vulkane auf dem Hochland bei dem Langjökull knüpfend, liegen Lyngdalsheidi (L) und Kerhólar (R) viele Krater südöstlich von der letztgenannten Lavakuppe.

[1]) Von diesen 130 Vulkanen Islands waren 25 den Geologen früher bekannt, 105 neue habe ich zugefügt.

4. **Das Gebiet der Hekla.** Anzahl der Vulkane: 10, Lavaareal: 523 qkm. Hier nimmt die Hekla (Str) mit ihren vielen Kraterreihen und einzelnen Kratern den ersten Platz ein. Nordwestlich von der Hekla, auf der westlichen Seite des Flusses Thjórsá liegen die alten Thjórsárdalsgígir (R), gegen NO Krakatindur (R), Raudfossagígir (R) und Tjorfafellsgígir (G). Hierher gehören ebenfalls die vier liparisitischen Ausbruchsstellen am westlichen Ende des Torfajökull: Dómadalshraun, Námshraun, Laugahraun und Hrafntinnuhraun. Der Vulkan Helgafell (K) auf Vestmanneyjar gehört mit zu dieser Gruppe, obwohl derselbe 65 km von der Hekla entfernt liegt.

5. **Vulkan bei Veidivötn** (oder Fiskivötn) bilden eine Fortsetzung der Heklagruppe nach NO; diese Vulkane sind noch sehr unzulänglich bekannt. Anzahl 6, Lavaareal 1550 qkm. Hier sind folgende Kratergruppen und Krater nennenswert: Snæöldugígir (R), Tjaldvatnsgígur (K), Fossvatnagígir (R), Vatnakvíslargígir (R), Botnagígir (R), dicht am Vatnajökull, sowie das große Lavafeld Hágönguhran (R?), dessen Ausbruchsstelle noch unbekannt ist, aber wahrscheinlich finden sich hier zwischen den Randgebirgen des Tungnafellsjökull und Vatnajökull mehr oder weniger zahlreiche Kraterreihen.

6. **Mýrdalsjökull** enthält nur zwei große Vulkane Eyjafjallajökull (Str) und Katla (I V); soviel man weiß, hat keiner dieser beiden Vulkane Lavamassen von Bedeutung ausgegossen.

7. **Vestur-Skaptafellssýsla.** Anzahl der Vulkane 4, Lavaareal 1368 qkm. Hier finden sich die beiden großen Ausbruchsspalten Eldgjá (R) und Laki (R), ferner Bunuhólar (Raudhóll, R), nördlich von Búland, sowie Raudhólar (R) am Bratthåls in Fljótshverfi.

8. **Vatnajökull.** Die Anzahl der hierhergehörigen Ausbruchsstellen ist sehr unsicher, man hat an mehreren Stellen Aschensäulen von den Eisfeldern in die Höhe steigen sehen, ohne jedoch den Platz bestimmen zu können. Die unter dem Eise befindlichen Vulkane haben nur Asche und Scorien ausgeworfen. Am besten sind die Vulkane, welche am Rande des Vatnajökull liegen, gekannt, wenngleich die Kenntnis derselben noch unvollständig ist. Öræfajökull (Str), der höchste Berg auf Island ragt wie ein ungeheures Vorgebirge über die Schneefelder hinaus. Nordwestlich vom Skeidárjökull liegen unter dem Eise die Grimsvötn (I V), eine sehr tätige Ausbruchsstelle, und sicher finden sich noch mehrere andere in unerforschten Gegenden von Vatnajökull. Unter den Randgebirgen auf der Nordseite des Vatnajökull finden sich Gæsahjallar (R), Kistufell (R) und Kverkfjöll (R). Außerdem hat man an mehreren Stellen aus den Schneefeldern Rauch aufsteigen sehen, südlich von den Bergen Kverkfjöll und Kistufell.

9. Die Lavawüste **Odádahraun** mit der Umgegend; hierher können 23 Vulkane gezählt werden, die 3684 qkm Lava ausgegossen haben. Vom nördlichen Ende der Randgebirge des Tungnafellsjökull sind recht erhebliche Lavaströme nach N geflossen, aber die Ausbruchsstelle (R?) ist ganz unbekannt. Nahe bei dem Gletscherrande des Vatnajökull liegt gegen W der Dyngjuháls (R) und gegen O der Kverkhnúkarani (R), beide mit vielen parallelen Kraterreihen, sowie Urdarháls (R) und Holuhraun (R) am Rande des Dyngjujökull. Der Trölladynga (L) ist durch eine Kraterreihe mit den Dyngjufjöll (Askja, Str) verbunden, an welche zahlreiche Krater und Kraterreihen geknüpft sind. Von der Askja erstreckt sich ein Tuffrücken mit den Kratern Dyngjutindar (R) nach Kollótta Dyngja (L). Südlich von Herdubreid finden sich Kraterreihen in den Herdubreidartögl (R) und am Vikrafell (R). Nördlich von Kollótta Dyngja liegen Hrútshálsar (R) und Herdubreidarfjöll (R) und von dort gegen NW vier Lavakuppen Kerlingardyngja (L), Ketildyngja (L), Skuggadyngja (L) und Skjaldbaka (L). Nordöstlich von den Skógamannafjöll liegen mehrere Kraterreihen, vornehmlich Kræduborgir (R), Rauduborgir

(R), Sveinar (R) und Sveinagjá (R). Ungefähr 15 km östlich von den Skógamannafjöll findet sich dicht bei der Jökulsá ein großer, alleinstehender Krater Hrossaborg (K). Weiterhin nach W, am See Ljósavatn liegt eine Gruppe von Kratern Ljósavatnsgígir (R), welche an die große Dislokationslinie de Bárdartals gebunden ist.

10. **Mývatnssveit,** die Umgegend des Mývatn, ist mit großen und kleinen Kratern übersät. Anzahl der Vulkane: 19, Lavaareal: 367 qkm. Gegen O wird die Gegend von einer langen Vulkanlinie, die viele Reihen von Kratern umfaßt und bei Selhjallagil unter dem Bláfjall beginnt. Von diesen sind hervorzuheben Lúdentsborgir (R) und Threngslaborgir (R), die längsten und größten Reihen, sowie eine kleinere parallele Reihe, die Grænavatnsgígir (R). Der Námafjall (R) ist die nördliche Fortsetzung der Lúdentsborgir, mit mehreren Kraterreihen sowohl auf dem Rücken des Berges als zu beiden Seiten desselben. Westlich vom Námafjall erhebt sich der große alleinstehende Berg Hverfjall (K), auch finden sich hier die Jardbadshólar (R) und Bjarnarflag (R). Auf beiden Seiten des Tuffrückens Dalfjall sind mehrere neue Kraterreihen vorhanden, auf der Ostseite liegen die Krater bei Hlídarsel (R) und auf der Westseite im Hrossadalur (Brunaborg, K) und Leirhnúkur (R). Östlich von der letztgenannten Kraterreihe liegt die Krafla (K) mit dem Explosionskrater Víti. Die meisten Inseln im See Mývatn sind alte Krater, die Mývatnseyjar (R) und westlich vom See liegen zahlreiche Kratergruppen und Kraterreihen, von denen folgende bemerkenswert sind: Gardshólar (R), Raudhólar (R), Hamarshólar (R), Haganesgígir (R), Geirastadagígir (R) und Belgjarnesgígir (R), ferner sind im Laxárdalur eine große Anzahl Krater in verschiedenen Gruppen vorhanden, die Laxárdalsgígir (R).

11. **Reykjaheidi** mit den nahe gelegenen Lavaströmen umfaßt ein Areal von 730 qkm; zu dieser Gruppe gehören sieben Vulkane. Auf der eigentlichen Reykjaheidi finden sich drei Lavakuppeln, nämlich Theistareykjabunga (L), Stóra-Víti (L) und Litla-Víti (L). Gegen NO, auf der östlichen Seite der Jökulsá liegen zwei abgesonderte Lavastrecken mit drei Kraterreihen Kvennsödlar (R), Borgir (R) und Raudhólar (R) auf der Melrakkasljetta. Außerhalb Tjörnes in der Nähe der Inseln Mánáreyjar (U S V) haben auf dem Meeresboden Ausbrüche stattgefunden, jedoch kennt man nicht mit Sicherheit die Lage des unterseeischen Vulkans.

Verzeichnis der isländischen Eruptionen in historischer Zeit.

In der isländischen Literatur finden sich von den ältesten Zeiten her zerstreute Notizen über Vulkanausbrüche, und über viele Eruptionen sind vom Anfang des 17. Jahrhunderts ausführliche Beschreibungen und tägliche Aufzeichnungen von verschiedenen Augenzeugen vorhanden; diese Schriften befinden sich jedoch noch zum größten Teile ungedruckt in isländischen und dänischen Bibliotheken und Archiven. Alles hierher gehörige Material habe ich aufgesucht und gesammelt, aber noch nicht herausgeben können, mit Ausnahme einer kurzgefaßten »Übersicht über die Geschichte der isländischen Vulkane«, welche im Jahre 1882 publiziert ist. Seitdem habe ich alle isländischen Vulkane untersucht, und meine Ansichten über die einzelnen Ausbruchsstellen sowie über etliche ältere Ausbrüche sind dadurch etwas modifiziert worden, da ich durch eigene Anschauung besser imstande war, die Quellen zu kritisieren und die Aussprüche verschiedener Verfasser zu verbessern, da diese mit den lokalen Verhältnissen zu wenig bekannt waren. Hierauf bezügliche Notizen und Schilderungen sind in mehreren meiner Schriften vorhanden, aber noch nicht im Zusammenhang veröffentlicht worden.

Kein isländischer Vulkan ist ununterbrochen tätig gewesen; viele weisen in historischer

Zeit nur einen Ausbruch auf, andere nur einige wenige, einzelne haben seit der Bebauung des Landes durch alle Jahrhunderte mit längeren Zwischenräumen Ausbrüche gehabt, noch andere mehrere in einem Jahrhundert und dann geruht, überhaupt ist es nicht leicht, irgendwelche Regelmäßigkeit in der Ausbruchstätigkeit zu finden. Mit Rücksicht auf die Vulkane, welche in den inneren Wüsten vorhanden sind oder unter den Schneemassen des Vatnajökull begraben liegen, sind große Schwierigkeiten zu überwinden, verschiedene Ausbruchsstellen sind ganz unbekannt, man weiß wohl, daß irgendwo im Vatnajökull Eruptionen stattgefunden haben, aber die bestimmte Ausbruchsstelle kann nicht nachgewiesen werden, nicht einmal für Ausbrüche im letzten Viertel des 19. Jahrhunderts, da diese Gegenden so schwer zugänglich sind und so entfernt von allen bewohnten Gegenden liegen. Noch schwieriger ist es Auskunft über Eruptionen zu erhalten, die in fernen Jahrhunderten im Innern stattgefunden haben, da die Berichte über dieselben meistens kurz gefaßt sind und einander widersprechen. Seit der norwegischen Besiedlung des Landes im Jahre 874 haben nach den vorliegenden Berichten 20—30 Vulkane ca 100 Ausbrüche gehabt, welche Zahl jedoch nur als ein Minimum gelten kann, aller Wahrscheinlichkeit sind sowohl Ausbrüche wie Ausbruchsstellen viel zahlreicher gewesen. Nachfolgendes Verzeichnis gilt für Ausbrüche, die in historischer Zeit auf 22 Ausbruchsstellen stattfanden, mit Rücksicht auf eine eingehende Schilderung muß ich auf meine anderen Schriften verweisen.

Eldeyjar außerhalb Reykjanes (unterseeischer Vulkan) 1211, 1226, 1231, 1238, 1240, 1422, 1583, 1783, 1830, 1879, 1884(?)

Trölladyngja auf Reykjanes 1151, 1188, 1360, 1510.

Brennisteinsfjöll 1340, 1389.

Ögmundarhraun 1340.

Meitill 1000.

Hekla 1104, 1157, 1206, 1222, 1294, 1300, 1341, 1389, 1436, 1510, 1554, 1578, 1597, 1619, 1636, 1693, 1728, 1754, 1766, 1845.

Krakatindur 1878.

Eyjafjallajökull 1612, 1821.

Katla ca 900, 1245, 1262, 1311, 1332(?), 1416, 1580, 1625, 1660, 1721, 1755, 1823, 1860.

Eldgjá ca 930.

Laki ca 900(?), 1783.

Öræfajökull 1341, 1350, 1598, 1727.

Grimsvötn, eine sehr tätige Ausbruchsstelle, welche nordwestlich vom Skeidarárjökull und wahrscheinlicherweise östlich von Hágöngur unter dem Eise liegt. Es ist anzunehmen, daß viele von den Eruptionen, welche in den Berichten dem Sidujökull oder Skeidarárjökull zugeschrieben werden, von diesem Vulkan herrühren, und daß die vielen Gletscher- und Wasserstürze des Skeidarárjökull gewiß meistens durch vulkanische Umwälzungen an dieser Stelle hervorgerufen wurden. Folgende Ausbrüche haben wahrscheinlich bei den Grimsvötn stattgefunden: 1389, 1598, 1638, 1681, 1685, 1716, 1725, 1727, 1753, 1774, 1784, 1867, 1873, 1883, 1903 und vielleicht noch viele andere.

Kverkfjöll nördlich vom Vatnajökull 1717.

Askja 1875.

Sveinagjá 1875.

Krafla (Víti) 1724.

Leirhnúkur 1725, 1727, 1728, 1729, 1746.

Hrossadalur (Brunaborg) 1728.

Bjarnarflag 1725, 1728.
Dalfjall (Hlídarsel) 1728.

Unterseeischer Vulkan nördlich von Island, wahrscheinlich in der Nähe von Manáreyjar. Die wirkliche Lage der Ausbruchsstelle ist unbekannt, auch rühren vielleicht die Ausbrüche von mehreren Stellen her, ebenso sind alle Nachrichten über diese Eruptionen sehr unsicher: 1332, 1372, 1456, 1783, 1838, 1868. Im Herbst des Jahres 1896 will man ebenfalls einen vulkanischen Ausbruch im Meere bei Vestmanneyjar, südlich von Island, beobachtet haben.

Außerdem erwähnen die Berichte, jedenfalls infolge von Verwechslung, mehrere Eruptionen von Bergen, die nachweisbar nicht vulkanischer Natur sind, z. B. Herdubreid (1341, 1510), Raudukambar (1343) und m. a. Außerdem liegen unsichere oder halb märchenhafte Berichte über Ausbrüche von Vulkanen vor, von denen man nicht mit Sicherheit angeben kann, ob sie überhaupt in historischer Zeit Ausbrüche gehabt haben, wie z. B. Eldborg auf Mýrar, Helgafell auf Vestmanneyjar, Skúmhöttur im Lodmundarfjördur u. m. a. Ferner berichten die Annalen von mehreren Ausbrüchen in den Einöden, ohne die Ausbruchsstellen oder deren Lage anzugeben; jedenfalls hat man nicht gewußt, wo die Eruption stattgefunden hat. Sollte es mir gelingen, ein größeres Werk über isländische Vulkane herauszugeben, so werden alle älteren und neueren Berichte einer kritischen Behandlung unterworfen werden.

Postglaziale, liparitische Lavaströme.

Dieselbe sind auf Island nur am Torfajökull bekannt. In einem großen Teile der isländischen südlichen Tieflande finden sich unter dem Erdreich bedeutende Lagen von hellem Bimsstein, der oft zum Vorschein kommt, wo der Rasen durch Sandstürme oder auf andere Weise losgerissen ist; man wird sehr bald auf den hellen Bimsstein aufmerksam, der grell von den schwarzen Scorien absticht, welche viele Quadratmeilen sowohl im Innern als auch in den Ansiedlungen bedecken. So viel man weiß, haben Hekla und andere an der südlichen Niederung gelegenen Vulkane keinen hellen Bimsstein ausgeworfen, daher muß dieser von unbekannten Ausbruchsstellen herrühren. Auf einer Reise im Sommer 1888 fand ich im Thjórsárdalur, in der Nähe von Raudukambar, westlich von Thjórsá, den Erdboden an den meisten Stellen mit dicken Bimssteinmassen bedeckt, und von hohen Gebirgen in der Nähe vermochte ich die Ausbreitung des Bimssteins nach O zu verfolgen, wodurch mir klar wurde, daß er von unbekannten Kratern nordöstlich von der Hekla in der Nähe des Torfajökull herstammen muß. Im Sommer 1889 besuchte ich diese Gegenden, und es gelang mir die Ausbruchsstellen ausfindig zu machen, von denen diese Bimssteinmassen aller Wahrscheinlichkeit nach herrührten. Südlich vom Torfajökull befindet sich der bekannte Obsidianstrom Hrafntinnuhraun, der von I. C. Schythe 1846[1]) besucht und beschrieben wurde. Ende Juli 1889 unternahm ich einen kurzen Ausflug nach dem Hrafntinnuhraun, wurde aber durch die Witterung verhindert, mich länger als ein paar Stunden an diesem merkwürdigen Lavastrom aufzuhalten, dessen Umgebung von Vegetation vollständig entblößt ist. Der Strom Markarfljót, welcher auf dem Torfajökull entspringt, hat durch den westlichen des Hrafntinnuhraun eine tiefe Rinne gegraben und damit schöne Profile entblößt. Die Hauptmasse des Lavastroms besteht aus einem hellgrauen, bisweilen rötlichgrauen Gestein mit einer Mächtigkeit von 12—16 m, das von einer 2—3 m dicken Lage Obsidian gedeckt wird, während die Oberfläche an den

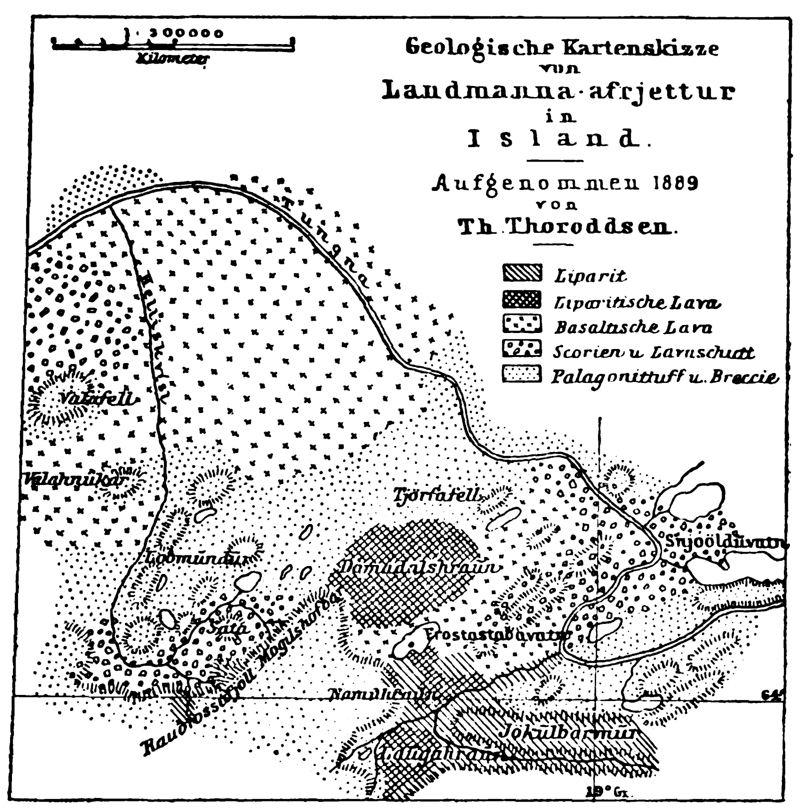
[1]) I. C. Schythe: Hekla og dens sidste Udbrud. Köbenhavn 1847, S. 133—40.

meisten Stellen aus einer Bimssteinlage von 1/2—1 m Dicke besteht. Zwischen diesen drei Bestandteilen finden sich überall die schönsten Übergänge. Das grauliche Gestein ist von Bändern und Streifen durchzogen, die sich wellenförmig in großen Schlingungen und Falten heben und senken und je nach der Bewegung der Lava verschoben und übergefaltet erscheinen. Das Gestein läßt sich längs dieser Bänder mit Leichtigkeit in dünne Blättchen spalten, was jedoch senkrecht auf denselben schwierig zu bewerkstelligen ist. Wo sich das Gestein dem Obsidian nähert, geht es gleichmäßig in den letzteren über; man sieht die Schlieren des grauen Gesteins und des Obsidians mit dünnen wellenförmigen Bändern wechseln, bis die Hauptmasse ganz in einen porphyritischen oder dichten Obsidian umgewandelt ist. Der Obsidian wird wiederum, je näher der Oberfläche, immer mehr von Blasenstreifen angefüllt, bis er gänzlich in den graulichen Bimsstein übergeht. An vielen Stellen steigen aus dem Geröll in der breiten Stromkluft des Markarfljót heiße Dämpfe auf, auch finden sich weiter oben am Ursprung des Flusses warme Quellen; leider wurde ich durch schlechtes Wetter und dichten Nebel zur Rückkehr genötigt, um so mehr, als keine Spur von Gras für die Pferde zu finden war, die den ganzen Tag gehungert hatten. Aus denselben Gründen konnte ich auch nicht den unbekannten Krater aufsuchen, von dem das Hrafntinnuhraun stammt.

Nach diesem kleinen Ausflug zum Hrafntinnuhraun verließ ich Galtalækur, das oberste Gehöft in der Ansiedlung, westlich von der Hekla, um die unbekannten Gegenden am Vatnajökull und Fiskivötn zu untersuchen, und hielt mich auf dem Wege einige Tage auf Landmannaafrjettur auf, woselbst ich drei neue Obsidian-Lavaströme entdeckte. Auf der Rückreise vom Vatnajökull verweilte ich Ende August wieder einige Zeit auf einem Rasenfleck bei Laugar und denselben Ort besuchte ich zum drittenmal auf der Durchreise im Herbst 1893. Hierdurch hatte ich Gelegenheit diese liparitischen Laven etwas näher kennen zu lernen. Bei dem nördlichen Winkel des Mógilshöfdar ist eine bedeutende Vertiefung, Dómadalur genannt, vorhanden; nachdem ich dieselben passiert hatte, stieß ich auf einen hohen und steilen Lavastrom, der zum großen Teil aus Obsidian bestand. Die Oberfläche glänzt und glitzert von den Spiegelungen des Obsidian, denn obwohl er über große Strecken mit weißlichem Bimsstein überzogen ist, tritt er doch jeden Augenblick hervor. Er ist zum größten Teil porphyritisch, und bisweilen tritt eine ähnliche grauliche Grundmasse wie im Hrafntinnuhraun am Markarfljót zutage. Das südlichste Ende dieses Lavastroms, der den Namen Dómadalshraun erhielt, scheint vom Mógilshöfdar herabgeflossen zu sein, aber in seinem nördlichsten Teile sind ebenfalls mehrere große Krater in der Nähe der Tjörfafell vorhanden; ob ein Teil der Lava von diesen herrührt, muß ich dahingestellt sein lassen. Im Dómadalur sind in den Grüften und Erdfällen zwei helle Bimssteinlagen sichtbar, von denen die oberste mit Erdreich von der Dicke eines Meters bedeckt ist, zwischen den Lagen findet sich ein halber Meter Erde.

Südlich vom Dómadalshraun erstreckt sich ein langer See, Frostastadavatn, und südöstlich von demselben ragt von dem südlicheren Hochland eine steile Felsenspitze (Surdurnámur) empor, welche durch ihre hellen, schreienden Farben grell von der Umgebung absticht. Dieser Felsen besteht aus Liparit und Palagonitbreccie und ist dermaßen von schwefelsauren Dämpfen durchkocht, daß große Umbildungen stattgefunden haben, die sich gewöhnlich an derartigen Stellen durch viele und prachtvolle Farben äußern. Von der Sudurnámur zieht sich nach NO ein vulkanischer Höhenzug nach dem Tungná hin. Von dem der Sudurnámur zunächst befindlichen Berge hat sich eine erhebliche Menge Obsidianlava in zwei Armen ergossen, von denen der eine abwärts auf den Frostastadavatn zu und der andere zum Námskvisl geströmt ist. Das Gebirge besteht aus gelblichem Liparit und Liparitbreccie und das südliche Ende desselben ist von einer klaffenden senkrechten Spalte auf

der in diesem Teile des Landes gewöhnlichen Spaltenrichtung, von SO nach NW, zerklüftet; von dieser Spalte rührt der zweiarmige Obsidianstrom Námshraun her. Der nordwestliche Arm hat das südliche Ende des Frostastadavatn ausgefüllt und kleine Riffe und Holme in diesem See gebildet, während der südöstliche, bei weitem größere Arm sich über die Sande bei Námskvísl ausbreitet. Die vulkanische Spaltung, welche eine Breite von 125—160 m und eine Tiefe von 60—100 m besitzt, hat nur wenig Ähnlichkeit mit den gewöhnlichen Kraterformen, jedoch sind ihre Ränder mit Schlacken und Lavaschaum bekleidet. Die Lava ist aus dieser unheimlich wild und düster aussehenden Spalte in den phantastischsten Formen herausgequollen. Am nördlichen Ende dieses zerklüfteten Gebirges findet sich ein sehr großer Krater von der gewöhnlichen Kratergestalt, welcher zwei kleinere Kraterkegel



einschließt und beträchtliche Massen von basaltischer Lava gegen O nach dem Flusse Námskvísl hin ausgegossen hat; an diesen Krater schließt sich gegen NO eine Reihe von Kratern, in der Richtung nach dem Flusse Tungná. Demnach sind in diesem kurzen Höhenzug zwei vulkanische Spaltenrichtungen senkrecht aufeinander vorhanden, von denen die eine, die nordöstliche, basaltische Lava und die andere, die nordwestliche, liparitische Lava ausgespieen hat. Die Gebirge, welche die Quellen des Námskvísl, südöstlich von der Sudurnámur umgeben, bestehen hauptsächlich aus Liparit, der bisweilen von untergeordneten Tuffmassen überdeckt ist. Die Geröllebenen an den Flüssen enthalten ausschließlich Liparitgeschiebe, das zur Tungná hinabgeführt, und mit dem zähen Gletscherschlamm dieses großen Stromes zusammengeknetet wird. Der wasserreiche Námskvísl empfängt seine Wassermassen zum größten Teile von dem sog. Jökulgil, einem Flusse, der auf dem Torfajökull entspringt und sich eine lange und enge Stromkluft durch die Randgebirge dieser Firnmasse gegraben hat; diese Gebirge bestehen fast ausschließlich aus Liparit, die Topographie derselben, sowie die des eigentlichen Gletschers ist noch fast ganz unbekannt. Wahrscheinlich sind die südlichen

Felsklüfte des Námskvísl nur durch einige schmale Felsrücken, von den sog. Reykjadalir getrennt, auf deren südlichen Seite sich die Quellen des Markarfljót befinden. Die nördlich vom Jökulgil befindliche Bergkette, Barmur oder Jökulbarmur genannt, besteht auf der nördlichen Seite aus Liparit, der, wie es scheint, vielfach einem bedeutenden Einfluß von Fumarolen unterworfen gewesen ist. Die unterhalb liegenden kleineren Gebirge sind dagegen aus Tuff. Die langen, zackigen Gebirgsreihen, welche etwas östlicher vom Torfajökull auslaufen und sich gegen NO bis zum Vatnajökull hinauf erstrecken, sind sämtlich aus Tuff und Breccie zusammengesetzt.

Auf einer Landzunge zwischen dem Námskvísl und Jökulgil befindet sich der dritte Obsidianstrom, der nach den hier vorhandenen warmen Quellen (Laugar) den Namen Laugahraun erhielt. Die Quellen entspringen am Rande des Lavastroms, der sehr hoch und steil ist und in der Entfernung einem gewaltigen Steinkohlenhaufen gleicht. Die Oberfläche des Lavastroms ist derartig von Rissen zerspalten, wie ich niemals ähnliches gesehen habe; die Lava ist von einem Krater oben am Gebirgsrande als ein schmaler Strom hinabgeflossen und hat sich unterhalb als eine dicke, zähflüssige Masse ausgebreitet. Die Oberfläche besteht hauptsächlich aus Obsidian, mit einzelnen schön entwickelten, weißen Kristallen gesprenkelt; nicht selten ist der Obsidian mit Bimsstein bedeckt, der jedoch zum großen Teil im Laufe der Zeit in die Klüfte hinabgefegt worden ist. Ebenso wie auf dem Hrafntinnuhraun besteht die Hauptmasse der Lava aus einem graulichen Gestein, häufig mit bläulichem, braunem oder rötlichem Schimmer. Dieses Gestein sondert sich in riesenmäßigen, gebogenen, senkrecht gestellten Platten oder Schuppen, welche die konvexe Seite nach außen, der Stromrichtung entsprechend, wenden; daher ist die Oberfläche von gewaltigen Spalten zerklüftet, und wenn man über den Lavastrom kriecht, befindet man sich einen Augenblick in tiefen Abgründen, um im nächsten wieder zu den scharfen Obsidianrücken hinauf klettern zu müssen. Wie es bei Laven, die reich an Kieselsäure sind, immer der Fall ist, hat der Strom eine schwache Beweglichkeit gehabt, er ist aus dem nahen Krater hervorgequollen und hat sich zu einer bedeutenden Höhe aufgetürmt, aber seine Ausbreitung ist unbedeutend. In den Spalten hat sich an einzelnen Stellen etwas Erdreich gebildet, auf dem einzelne Pflanzen heimisch geworden sind. Luft und Wasser haben auf das Äußere der Oberfläche keinen sichtbaren Einfluß gehabt, der Obsidian ist zu hart, aber der Bimsstein ist in die Klüfte hinabgeführt worden.

Wo der Laugahraun als ein schmaler Strom am Gebirgsabhang hinabstürzt, dringen aus den Spalten in der Lava mehrere kleine Dampfsäulen hervor, und an den Wänden der Spalten hat sich schön kristallisierter Schwefel abgesetzt. Die größte dieser Dampfsäulen steigt aus einer beträchtlichen ovalen Vertiefung in die Höhe, und kochend heiße Dämpfe brechen unter heulendem Getöse aus Hunderten von kleinen Löchern hervor. Hier wird am reichlichsten Schwefel abgesetzt, und die Lava ist an manchen Stellen zersetzt und in farbigen Ton verwandelt, auch steigen weiter unten aus den Sprüngen des Lavastroms warme Dämpfe auf. Unter dem Rande des Obsidianstroms befindet sich eine Gruppe warmer Quellen. Aus einer Vertiefung oder Spalte in der Mitte des hohen Lavarandes sprudelt eine kalte Quelle hervor, auch quillt kaltes Wasser an mehreren anderen Stellen aus dem Lavarande; diese Quellen vereinigen sich zu einem tiefen, wasserreichen Bach, von dessen hohen Ufern aus 50—60 kleinen Löchern und Sprüngen warmes Wasser herabrieselt; aber nirgends ist Kieselsinter von Bedeutung abgesetzt. In den heißesten Löchern erreicht die Temperatur nicht mehr als 72° C, in den meisten beträgt sie nur 50° und 60°. Die Gesteine dieser Lavaströme sind petrographisch und chemisch von H. Bäckström untersucht worden. In diesen Strömen, namentlich im Námshraun befindet sich der Liparit auf der Grenze der Trachyte; der Inhalt an Kieselsäure schwankt zwischen

62,7 Proz. und 69,8 Proz. SiO_2. Areal und Mächtigkeit dieser Liparitströme sind ungefähr folgendermaßen verteilt[1]):

	Areal qkm	Mächtigkeit m	SiO_2
Hrafntinnuhraun	25	20	69,70
Dómadalshraun	17	15	69,81
Námshraun	4	20	62,72
Laugahraun	3	50	68,27

Man kann sich kaum des Gedankens erwehren, daß diese Lavaströme sich zu der großen Liparitmasse des Torfajökull parasitisch verhalten und daß sie von einem noch nicht erkalteten, flüssigen Magma aus dem Innern eines großen Laccolith herrühren. Man entbehrt jeder historischen Nachricht über Liparitausbrüche, sowohl in Form von Strömen mit Obsidiankruste oder aus Bruchstücken bestehend, obwohl alle, welche ich untersucht habe, zweifellos postglazialen Ursprungs sind. Wie schon früher erwähnt, haben mehrere der größeren isländischen Vulkane einzelne liparitische Ausbrüche abwechselnd mit den gewöhnlichen basaltischen, sowohl in präglazialer, glazialer und postglazialer Zeit gehabt. Die vorhistorischen Vulkane Snæfell und Snæfellsjökull enthalten Einlagerungen von Liparit und Liparitgänge, dasselbe gilt vom Öræfajökull, auch sind um diese Vulkane ziemlich junge, helle Bimssteinlagen vorhanden. Wie schon erwähnt, sind Lagen von heller Bimssteinasche in Torfmooren ziemlich verbreitet, wenn auch nicht so allgemein wie die schwarzen, basaltischen Scorienlagen. Mit Sicherheit kennt man von liparitischen Bimssteinausbrüchen aus historischer Zeit nur den der Askja im Jahre 1875, der Bimsstein, Glasstücke und Glasfäden über sehr große Areale im östlichen Island ausstreute. Ältere Einlagerungen von sphärolithischem Obsidian sind ebenfalls in der östlichen, senkrechten Wand an der großen Einsenkung in der Askja vorhanden.

Liparitische Blockströme.

Außer den eigentlichen liparitischen Lavaströmen haben auch in postglazialer Zeit andere eigentümliche Liparitausbrüche hier und da stattgefunden, indem große Massen von liparitischem Schutt und Blöcken ohne besonders große Wärmeentwicklung aus schalenförmigen Vertiefungen in alten Liparitgebirgen hervorgebrochen sind. Derartige liparitische Blockströme habe ich an mehreren Orten angetroffen, aber doch nirgends so großartig wie im Lodmundarfjördur im östlichen Island. In einem späteren Kapitel über isländische Liparite sollen einige der kleineren liparitischen Schuttströme besprochen werden, an dieser Stelle soll aber nur der größte mir bekannte als Beispiel dienen.

Die eigentümlichste geologische Erscheinung im Lodmundarfjördur tritt in den sog. »Hraun« zutage, ungeheure Massen von eckigem Schutt und Felsblöcken, die in kolossalen Rücken, Haufen und Hügeln einen Blockstrom bilden, welcher sich mit verschiedenen Verzweigungen von Sævarendi an den Talmündungen vorüber zum Gebirge Skúmhöttur hinaufzieht; die Schuttrücken erstrecken sich auf die marinen Terrassen an der nördlichen Seite des Fjords hinaus und sind demnach jünger als jene und nach allen Anzeichen postglazialen Ursprungs. Bei Sævarendi ist diese Einzäunung am schmalsten; hier sind in der

[1]) Diese isländischen Liparitströme sind in vieler Beziehung einzig in ihrer Art und können nur mit den Obsidianströmen in Amerika verglichen werden, so mit dem bekannten Obsidian-Cliff in Yellowstone Park (J. P. Iddings in VII. Rep. U. S. Geol. Survey, S. 249—95), und den Obsidianströmen in Mono Valley in Californien (J. C. Russel: VIII. Rep. U. S. Geol. Survey, Vol. I, S. 378—90).


Mündung des Bárdarstadadalur mehrere zugespitzte Schutthügel vorhanden, zwischen denen sich schalenförmige Vertiefungen befinden. Der Schutt und die losen Felsblöcke bestehen fast ausschließlich aus sphärolithischem Liparit. Diese verworrene Masse bildet über dem Tal einen Gürtel von eckigen Felsstücken, die in unregelmäßige Rücken und Haufen aufgestapelt sind. Bereits in »Landnáma« werden alte Sagen über den Ursprung dieser Felshaufen erwähnt, demnach müssen dieselben entweder vorhistorisch sein oder aus der Zeit der ersten Kolonisation des Fjords (ca 900) stammen, auf welche sich die Sagen beziehen, jedoch ist letzteres kaum anzunehmen. Das Gehöft Stakkahlíd, welches nach Landnáma zerstört worden ist, oder vielmehr dessen zum Hof gehöriges Feld liegt auf dem eigentlichen Blockstrom, demnach muß der Strom sehr viel älter sein, wenn nicht ein anderes Gehöft desselben Namens an dieser Stelle unter den Felshaufen gelegen hat; jedoch ist auf Sagen, die so märchenhaft sind, nicht mit Sicherheit zu bauen[1]). Nach den Verhältnissen zu urteilen, scheint dieser großartige Steinstrom unmöglich von einem Bergsturz herzurühren; die Vermutung könnte näher liegen, daß diese ganze Schuttmasse von einem vorwärtsgleitenden Gletscher herrühre, also eine Moräne wäre, jedoch bleibt bei einer solchen Annahme manches unerklärlich; obwohl die Schuttrücken in der Entfernung große Ähnlichkeit mit Moränen haben, fehlen dennoch bei näherer Untersuchung die wesentlichen Kennzeichen. Diese sämtlichen Massen von Schutt- und Steinblöcken bestehen ausschließlich aus einem einzelnen Gestein, sphärolithischem Liparit, während die Gebirge in der Umgegend aus Basalt und Liparit in verschiedenen Varietäten zusammengesetzt sind, von denen eine Moräne aus beiden Tälern Bruchstücke enthalten müßte. Auf den Blöcken sind keine Scheuerungsmerkmale vorhanden, während das Geröll der darunterliegenden losen Massen unterhalb Karlfell viele Kennzeichen der Eisbewegung aufweist. Die Felshaufen gleichen auf der Oberfläche ein wenig den Liparitlaven, z. B. denen am Torfajökull, nur fehlen Obsidian und Bimsstein gänzlich. Wenn diese Rücken durch eine Eruption hervorgerufen sind, muß die glühende Masse sehr zäh und halb erstarrt gewesen sein, als sie an die Oberfläche hervorbrach. Hier und da finden sich zwischen den Felshaufen Merkmale von alten Fumarolen, auch soll sich noch Erdwärme äußern, so daß gewisse Flecken im Winter stets frei von Schnee sind. Der Fluß Hrauná hat eine tiefe Kluft durch diese Felsmassen gegraben, und bei der Untersuchung dieser Kluft wurde ich in der Meinung bestärkt, daß vulkanische Tätigkeit hier die schöpferische Kraft gewesen ist. In den Querschnitten finden sich sogar jüngere Liparitgänge, die durch eine Breccie von Schutt und Felsstücken führen und sich aufwärts durch das Gebirge Skúmhöttur fortzusetzen scheinen, an dessen südlicher Seite eine große schalenförmige Vertiefung vorhanden ist, welche dem Anschein nach diesen Liparitstrom ausgespieen hat. Der ganze untere Teil des Berges besteht aus Liparit, von welchem ein Gang den darüberliegenden Basalt durchbrochen hat, auch hat der Liparit viele Apophysen zwischen die Basaltdecken gesandt. Augenscheinlich bildet der Liparit hier eine intrusive Masse, die von bedeutendem Einfluß auf die umgebenden Basaltdecken gewesen ist. Die geologische Bildung des Blockstroms ist in vieler Hinsicht sehr rätselhaft, jedoch habe ich ähnliche Felshaufen und Steinströme in anderen liparitischen Gebirgslandschaften gesehen, ohne mir die Entstehung derselben (Borgarfjördur, Drápuhlídarfjall) völlig erklären zu können. Es läßt sich denken, daß diese gewaltigen, mächtigen Blockströme durch eine Art von vulkanischen Ausbrüchen hervorgerufen sind, die einigen bekannten Eruptionen der Trachytberge auf Java gleichen. Fr. Junghuhn[2])

[1]) Landnáma. Ausgabe von 1843, IV, Kap. 5, S. 250.

[2]) Fr. Junghuhn: Topographische und naturwissenschaftliche Reisen durch Java. Magdeburg 1845. S. 214—24, 204, 206, 209.

beschreibt unter anderem einen Ausbruch des Trachytvulkans Galungung im Jahre 1823. Von gewaltigen Dämpfen und donnerartigem Getöse begleitet, entquollen dem Vulkan ungeheure Massen von eckigen Trachytblöcken, vermischt mit Schlamm, wobei 4000 Menschen auf der unterhalb liegenden fruchtbaren Ebene ums Leben kamen; seitdem ist die Ebene mit 30—50 Fuß hohen Haufen von Schutt und eckigen Trachytblöcken übersät. Auf der Ausbruchsstelle entstand im Gebirge ein 2000 Fuß tiefes Tal oder eine Vertiefung. Eine ähnliche Eruption fand auf dem Vulkan Papandayang auf Java 1772 statt. Die isländischen Liparit-Blockströme haben viel Ähnlichkeit mit Bergstürzen; obwohl sie, wie es scheint, zur Hälfte geschmolzen sind, war doch die Wärme hier nicht bedeutend. Es wäre denkbar, daß ein großer Liparit-Laccolith imstande wäre, die Wärme in seinem Innern Tausende von Jahren zu bewahren und in der Zwischenzeit durch Erosion und Dislokationen bloßgelegt würde, infolgedessen das heiße Magma an den Punkten, wo der Widerstand am schwächsten ist, hervorbräche und Ströme vonhalbgeschmolzenen Liparitblöcken zutage förderte. Das Resultat eines solchen Ausbruchs würde sehr verschieden von den gewöhnlichen Vulkanausbrüchen sein.

Druck von Justus Perthes in Gotha.



GOTHA: JUSTUS PERTHES
1905.

DR. A. PETERMANNS

MITTEILUNGEN

AUS

JUSTUS PERTHES' GEOGRAPHISCHER ANSTALT.

HERAUSGEGEBEN

VON

PROF. DR. A. SUPAN.

Ergänzungsband XXXII (Heft 149—153).

Inhalt:

GOTHA: JUSTUS PERTHES.

1906.

Island.

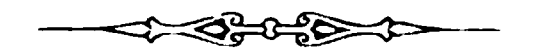
Grundriß der Geographie und Geologie.

Von

Prof. Dr. Th. Thoroddsen.

Mit 4 Karten auf 3 Tafeln und 16 Figuren im Text.

(ERGÄNZUNGSHEFTE No. 152 UND 153 ZU »PETERMANNS MITTEILUNGEN.)



GOTHA: JUSTUS PERTHES.
1906.

Inhaltsverzeichnis.

I. Heft.

Figuren im Text.

Karte.

Thoroddsen, Th., Höhenschichtenkarte von Island. 1 : 750 000. Nebenkarte: Skizze der Siedelungen und Ödländereien in Island. 1 : 3 000 000.

II. Heft.

Figuren im Text.

Karten.

V. Die Gletscher Islands.

1. Historische Einleitung. 2. Klimatische Bedingungen. 3. Höhengrenzen. 4. Typen von Gletschern. 5. Gletscherläufe. 6. Beschreibung der einzelnen Gletscher. Übersicht.

1. Historische Einleitung.

Obgleich die Gletscher Islands an Größe alle Gletscher auf dem Festland Europas weit übertreffen, sind sie doch bisher sehr wenig bekannt gewesen. Die fremden Naturforscher, die in Island gereist sind, haben gewöhnlich zu kurze Zeit zu ihrer Verfügung gehabt, so daß sie die isländischen Gletscher nicht näher haben studieren können. Ein großer Teil der Gletscher Islands liegt nämlich im Innern, in graslosen, hochgelegenen Gegenden fern vom bewohnten Lande, so daß eine besondere Ausrüstung und lange Zeit mit gutem Wetter, welches auf dem Hochland selten ist, erforderlich sind, wenn das Studium für die Wissenschaft fruchtbringend werden soll. Wo die Gletscher in bewohnte Gegenden hinabreichen, wie am Südrand des Vatnajökull, sind diese so weit von den Hafenorten entfernt, daß fremde Naturforscher, die gern in kurzer Zeit so viel als möglich von den vulkanischen Merkwürdigkeiten des Landes sehen wollen, sich nicht leicht verlocken lassen, der Gletscher wegen weite Umwege zu machen und sich Entbehrungen und Strapazen aufzuerlegen.

Die ersten norwegischen Kolonisten, die den Borgarfjördur anliefen, erstaunten über das milchweiße Wasser der Gletscherflüsse[1]), dennoch werden in der isländischen Literatur der alten Zeit die Gletscher nur selten erwähnt; aus den Sagas ersieht man jedoch, daß sie schon in alter Zeit ungefähr dieselbe Größe und dasselbe Aussehen gehabt haben müssen wie jetzt. In den letzten tausend Jahren haben keine bedeutenden Veränderungen in der Ausbreitung oder den physischen Verhältnissen der isländischen Gletschermassen stattgefunden, und die Gebirgswege zwischen den Gletschern, über sie oder an ihrem Rande entlang, die in alter Zeit benutzt wurden, werden noch jetzt benutzt. Aus den Berichten in den Sagas ersieht man ferner, daß die Gletscherflüsse und die Sandflächen in der Skaptafellssýsla, wo die größten Eismassen sich am meisten dem Meere nähern, schon in alter Zeit dieselben Eigenschaften und dasselbe Aussehen gehabt haben wie jetzt; nur sind einige bebaute Grasplätze seitdem durch Vulkanausbrüche, Wasserfluten von den Gletschern, Flugsand usw. verwüstet worden, während aber einige Strecken ihrer Rasendecke beraubt worden sind, wurden andere, die früher wüst waren, wieder mit Vegetation bedeckt[2]). Daß man schon im 12. Jahrhundert in Island die Bewegung der Gletscher beobachtet hat,

[1]) Sagan af Agli Skallagrímssyni. Reykjavík 1856, Kap. 28, S. 58.

[2]) Daß die Gletscherflüsse in der Skaptafellssýsla in alter Zeit denselben Veränderungen wie jetzt unterworfen gewesen sind, sieht man u. a. aus Berichten in der Sturlunga 1878, I, S. 114 u. 115 und in den Biskupasögur I, S. 466 u. 469.

geht aus einer im übrigen etwas unklaren Stelle bei Saxo Grammaticus[1]) hervor. Mehrere Jahrhunderte hindurch bekommt man dann, mit Ausnahme verschiedener Berichte über Ausbrüche eisbedeckter Vulkane, sehr wenig von den isländischen Gletschern zu wissen. Der isländische Schulmann und Arzt Thordur Vidalin (1662—1742), der mehrere Jahre lang in dem Bezirk Lón an der nordöstlichen Ecke des Vatnajökull ansässig war, schrieb auf Lateinisch im Jahre 1695 eine bemerkenswerte Abhandlung über die Eisberge Islands, welche später ins Deutsche übersetzt wurde[2]). Diese Schrift aus dem Jahre 1695 ist wahrscheinlich eine der ersten Schriften, die ausführlich die Natur der Gletscher behandeln. Schon sehr früh hat man, wie vorhin erwähnt, in Island die Bewegung der Gletscher beobachtet, und Gletscherläufe bei Vulkanausbrüchen werden schon in den ältesten isländischen Schriften besprochen. Th. Vidalin erwähnt, es sei die allgemeine Meinung in Island, daß die Gletscher von den Hochebenen niedergleiten und daß die Schwere die eigentliche bewegende Kraft sei; Th. Vidalin selbst denkt sich die Bewegung hervorgebracht durch die Ausdehnung des Wassers beim Frost. Diese Theorie scheint Th. Vidalin zuerst aufgestellt zu haben. Joh. Jac. Scheuchzer, der zu demselben Resultat kommt, schreibt erst etwas später (1705)[3]). Neben verschiedenen wunderlichen Theorien über die Bildung der Gletscher finden sich hier auch verschiedene gute Beobachtungen betreffend Moränen, die im Eise eingeschlossenen Steine usw.[4]). Erst durch Eggert Olafssons und Bjarni Pálssons Reisen in den Jahren 1752—57 erhält man genauere Aufschlüsse über Ausbreitung und allgemeine geographische Verhältnisse der Gletscher. Diese Reisenden bestiegen auch mehrere der höchsten Gletscherberge, Geitlandsjökull 1753, Snæfellsjökull 1754, Mýrdalsjökull 1756 usw. und in ihrer Reisebeschreibung finden sich viele gute Bemerkungen über die Gletscher, über Gletscherspalten, Moränen, Geschiebe u. dgl., aber damals war die Geologie noch in ihrer Kindheit, und deshalb schien vieles unerklärlich, was jetzt von allen gekannt und verstanden wird.

Der erste, der eine zusammenhängende Beschreibung der Gletscher Islands lieferte, war der isländische Naturforscher Sveinn Pálsson (1762—1840); seine Abhandlung »Forsög til en physisk, geographisk og historisk Beskrivelse over de islandske Is-Bjerge«[5]) ist, merkwürdig genug, obgleich sie im Jahre 1794 geschrieben wurde, bisher die vollständigste Arbeit über die Gletscher Islands gewesen. Sveinn Pálsson ist in dieser Abhandlung in vielen Richtungen seiner Zeit weit voraus und berührt mehrere Punkte aus der Physik der Gletscher, die erst weit später auf die Tagesordnung kommen. Er bildet sich eine Theorie über die Bewegung der Gletscher, die bedeutende Ähnlichkeit mit modernen Theorien hat; er nimmt an, daß das Gletschereis trotz seiner Sprödigkeit plastisch ist und sich wie Pech der Unterlage anschmiegen kann; er entwickelt, in welchem Verhältnis die Form- und Spaltenbildung der Gletscher zur Plastizität des Eises steht usw.[6]). Sveinn Pálsson untersuchte die Gletscherflüsse genau, er beschreibt Moränen und Gletscher-

---

[1]) Saxonis Grammatici Historia Danica, recens. P. E. Müller, I, S. 16.

[2]) Theodor Thorkelssohn Vidalin, gewesener Rectoris in Skalholt, Abhandlung von den isländischen Eisbergen (Hamburgisches Magazin oder gesammelte Schriften aus der Naturforschung und den angenehmen Wissenschaften überhaupt. Hamburg und Leipzig 1754, S. 9—27 und 197—218). Der Titel des Originals lautet: »Dissertationcula de montibus Islandiae chrystallinis«. Skalholt, 1. Juli 1695.

[3]) A. Heim: Gletscherkunde, S. 293. K. A. v. Zittel: Geschichte der Geologie und Paläontologie, S. 330.

[4]) Th. Thoroddsen: Et to Hundrede Aar gammelt Skrift om islandske Jökler (Geogr. Tidskr. XIII, 1895, S. 56—60), Globus, Bd. LXXI, Nr. 7. — Th. Thoroddsen: Geschichte der isländischen Geographie II, S. 166—70.

[5]) Herausgegeben im Auszug von A. Helland in »Norsk Turistforenings Aarbog« 1883. Vgl. Geogr. Tidskr. 1879, S. 67 und an mehreren anderen Stellen.

[6]) K. A. v. Zittel sagt (a. a. O. S. 336), daß Bischof Rendu im Jahre 1841 der erste war, der »an die Möglichkeit einer Verbindung von Plastizität und Sprödigkeit gedacht« hatte, aber wir sehen, daß Sveinn Pálsson schon 1794 denselben Gedanken gehabt hatte.

spalten, bespricht die Einwirkung der Gletscher auf die Unterlage, die Schichtung des Eises usw., er schildert auch die Ausbreitung und Topographie der Gletscher genauer als irgend jemand vor ihm. Sveinn Pálsson bestieg Islands höchsten Berg Öræfajökull 1794 und den Eyjafjallajökull 1793. Björn Gunnlaugsson, der in den Jahren 1831—43 reiste, hat mit seiner großen Karte von Island gute Beiträge zur Kenntnis der Größe und Ausbreitung der isländischen Gletscher geliefert und außerdem hat er auch im Jahre 1835 das Gletschertal Thórisdalur im Langjökull besucht und beschrieben. Von Fremden war Ebenezer Henderson (1814/15)[1]) der erste, der Beiträge zur Kenntnis der isländischen Gletscher lieferte, aber später wurde Island von mehreren fremden Geologen besucht, von denen sich jedoch die wenigsten mit der Untersuchung der Gletscher selbst abgaben, doch wurde einiges über die älteren glazialen Bildungen geschrieben. H. Mathiesen (1846) war der erste, der die Gletscherschrammen richtig auffaßte und annahm, daß Gletscher einmal das ganze Land bedeckt hätten und daß die Streifen als Scheuerungsmarken der vom Zentrum des Landes divergierenden Gletscher aufgefaßt werden müßten[2]). Später wurde die Richtung alter Gletscherschrammen an einigen Stellen von Th. Kjerulf (1850) und Robert Chambers (1855) gemessen. Im Jahre 1857 besuchte der berühmte schwedische Geologe Otto Torell Island; er reiste durch das Südland am Rande des Vatnajökull entlang, wo er die bedeutenden Ablagerungen von Gletschergeschiebe und Lehm kennen lernte, die von den isländischen Gletscherflüssen abgesetzt und umgearbeitet werden, was für das Studium der Ablagerungen des skandinavischen Inlandeises in Deutschland und anderwärts Bedeutung erhielt. O. Torell ist auch der einzige, der die Bewegung eines isländischen Gletschers (Svínafellsjökull)[3]) gemessen hat. C. W. Paijkull bereiste Island im Jahre 1865 und studierte auch die Ablagerungen der Gletscherflüsse; er macht aufmerksam auf die im Auslande früher so wenig bekannten »Gletscherstürze« oder »Gletscherläufe« in Island und bringt sie mit der Bildung »Åsar« (Rollsteinrücken, Kames, Eskers) in Verbindung[4]). Im Jahre 1881 reiste der Norweger A. Helland in Island; er schrieb mehrere Abhandlungen über isländische Gletscher und glaziale Bildungen[5]) und bereiste die Skaptafellssýsla längs dem südlichen Rande des Vatnajökull. K. Keilhack reiste im Jahre 1883, er besuchte den Sólheimajökull und den Geitlandsjökull und hat mehrere Beiträge zur Aufklärung über Islands glaziale Bildungen geliefert[6]); er hat auch in einer interessanten Abhandlung die isländischen Gletscherablagerungen mit den Diluvialbildungen von Norddeutschland verglichen[7]). Auch einige fremde Touristen und Sportsleute haben Beiträge zur Kenntnis von der Geographie der Gletscher geliefert, besonders W. L. Watts und F. W. Howell. W. L. Watts bestieg den Mýrdalsjökull 1874 und machte eine gefahrvolle Wanderung über den Vatnajökull 1875. F. W. Howell bestieg den Öræfajökull und wanderte über einen Teil des Langjökull. C. W. Shepherd bestieg den Drangajökull, C. Vetter den Eyjafjallajökull und der Snæfellsjökull wurde von mehreren Reisenden bestiegen. Trotz der erwähnten Abhandlungen waren aber die Kenntnisse über Islands

---

[1]) E. Henderson: Iceland, or the journal of a residence in that island during the years 1814 and 1815. Vol. I—II, Edinburgh 1818, 8°.

[2]) Neues Jahrbuch für Mineralogie usw. Jahrg. 1847, S. 44—47.

[3]) Öfversigt af kongl. Vetensk. Akadem. Förhandlingar. Stockholm 1857, S. 325—32 und 1872 Nr. 10, S. 63. — Vgl. Neues Jahrbuch für Mineralogie usw. 1885, Bd. I, S. 74f.

[4]) Bidrag till kännedomen om Islands bergsbyggnad. K. Sv. Vetensk. Akad. Handl. VII, Nr. 1, 1867, S. 11—17. Istiden i Norden. Stockholm 1867, S. 16—28.

[5]) A. Helland: Om Islands Geologi (Geogr. Tidskr. VI, 1882, S. 103—111). Om Islands Jökler (Archiv for Math. og Naturv. VII, S. 200—32). Om Vulkaner i og under Jökler paa Island og om Jökulhlaup (Nordisk Tidskr. VI, 1883, S. 368—87).

[6]) K. Keilhack: Beiträge zur Geologie der Insel Island (Ztschr. der Deutsch. Geol. Ges. 1886, S. 376—449).

[7]) K. Keilhack: Vergleichende Beobachtungen an isländischen Gletschern und norddeutschen Diluvialablagerungen (Jahrb. der preuß. Geol. Landesanstalt für 1883, S. 159—78).

Gletscher sehr unvollständig; niemand hatte eine genauere Untersuchung der auf dem Hochlande befindlichen Gletscher versucht, die Reisenden hatten nur die den Ansiedlungen in der Skaptafellssýsla zunächst belegenen und einzelne andere an den Hauptwegen quer durch das Land flüchtig besucht, wie Sprengisandur und Kaldidalur. Fast alles, was man von der allgemeinen Geographie der Gletscher wußte, hatte man Sveinn Pálsson zu verdanken; was ausländische Reisende darüber geschrieben hatten, war im Verhältnis dazu verschwindend wenig, zufällige Notizen ohne inneren Zusammenhang. Auf meinen Reisen in den Jahren 1881—98 suchte ich, so gut es sich tun ließ, unsere mangelhafte Kenntnis der Gletscher zu vervollständigen, doch war selten Zeit zu genaueren Spezialuntersuchungen oder Messungen, denn die meisten Gletscher liegen in unwegsamen, hochgelegenen Wüsten, wo kein Gras für die Pferde ist und manchmal mehrere Tagereisen bis zu den nächsten bewohnten Orten sind, und außerdem hatte ich so vieles andere von verschiedener Art wahrzunehmen, als daß ich mich an jedem Orte zu lange hätte aufhalten können, so gern ich dieses auch getan hätte. Oft sind die Wetterverhältnisse im inneren Hochland so schlecht, daß sie wochenlang alle Untersuchungen unmöglich machen. Ich habe auf meinen Reisen die Ausbreitung und die geographischen Verhältnisse der Gletscher sowie die Eisströme studiert, die sich von den Firnflächen herniederstrecken, die Firn- und Gletschergrenzen gemessen, wo ich konnte, die topographischen Verhältnisse, die Veränderungen und periodischen Bewegungen der Gletscher beobachtet usw. Über Schnee- und Gletschergrenzen wußte man früher so gut wie nichts. Im Jahre 1881 waren 25 Gletscher in der Literatur genannt oder beschrieben. Im Jahre 1891 sammelte ich die Resultate meiner Untersuchungen und Erfahrungen über Islands Gletscher aus den Jahren 1881—91 in einer besonderen Abhandlung [1]; aber ich hatte damals kaum die Hälfte der isländischen Gletscherareale untersucht, die Anzahl der Eisströme, die ich kannte, betrug 70, die Schneegrenze und die Gletschergrenzen hatte ich damals nur in einer Hälfte des Landes untersucht. In den Jahren 1892—98 hatte ich Gelegenheit, meine Kenntnisse in dieser Richtung sehr zu vermehren, und es glückte mir, die Schnee- und Gletschergrenzen über das ganze Land annähernd zu bestimmen und die Zahl der bekannten größeren Eisströme auf 139, darunter viele sehr große, zu bringen. Meine Untersuchungen sind natürlich nur als eine Rekognoszierung zu betrachten und es ist noch unermeßlich viel zu tun übrig, bis man eine einigermaßen vollständige Kenntnis von Islands Gletscherwelt besitzt. In dem folgenden werde ich mir erlauben, eine Übersicht über meine eigenen und die Beobachtungen anderer betreffs der allgemeinen physisch-geographischen Verhältnisse der isländischen Gletscher zu geben. Ich glaube, es kann von Nutzen sein, die Hauptmomente von dem, was man weiß, an einer Stelle zu sammeln, damit der jetzige Stand der Kenntnisse festgestellt werden kann.

2. Klimatische Bedingungen.

Das Klima von Island ist für die Entwicklung größerer Gletschermassen besonders geeignet, die Luft ist rauh, kalt und feucht, die Regenmenge bedeutend und die Sonnenwärme gering. Die Niederschlagsmenge ist jedoch in den verschiedenen Teilen von Island sehr verschieden; im Berufjördur ist die jährliche Regenmenge 1115 mm, in Stykkishólmur 624 mm, auf Grímsey 373 mm [2]. Der Niederschlag ist also am bedeutendsten an der südöstlichen Küste, auch sind ja hier die inneren Hochflächen von dem großen Vatnajökull bedeckt. Islands Niederschlags- und Temperaturverhältnisse sind leider nur unvollständig

[1] Th. Thoroddsen: Islands Jökler i Fortid og Nutid. (Geogr. Tidsskr. XI, S. 111—46). Vgl. Pet. Mitt. 1892, S. 69 f.

[2] Meteorologiske Middeltal og Extremer fra Færöerne, Island og Grönland. Kopenhagen 1899.

bekannt, besonders weiß man natürlich sehr wenig von dem inneren Hochlande, welches den größten Teil des Landes einnimmt. Im südlichen und südwestlichen Island ist die Witterung immer sehr unbeständig und stürmisch; im Tieflande bleibt der Winterschnee selten lange liegen; Frost und Auftauen wechseln oft täglich, und es kommt sogar häufig vor, daß man im Winter im Südlande ganze Monate lang im Tieflande kein bischen Schnee sieht. Dagegen regnet es sehr oft; der Niederschlag, der hier als Regen fällt, erzeugt dagegen oben auf dem Hochlande bedeutende Schneemassen, welche zur Bildung ausgedehnter Gletschermassen und einer Unzahl wasserreicher Flüsse Veranlassung geben.

Als ein Beispiel von der Dauer der Schneedecke stelle ich hier folgende kleine Tabelle auf nach meinen Beobachtungen in Reykjavík in den Wintern 1889—92 und 1893—95. Auf der Tafel ist die Anzahl von Tagen aufgeführt, an denen im Tieflande um Reykjavík in einer Höhe von 0—50 m ü. d. M. Schnee lag.

Monat	1889/90	1890/91	1891/92	1893/94	1894/95
September	0	0	0	2	0
Oktober	2	4	1	2	1
November	9	10	10	5	2
Dezember	23	12	26	27	23
Januar	31	13	25	14	18
Februar	15	13	29	28	3
März	16	30	24	14	8
April	0	2	6	0	5
	96	84	121	92	60

In diesen fünf Wintern schneite es zum erstenmal bzw. am 28. Oktober, 28. September, 24. Oktober, 19. September, 31. Oktober; zum letztenmal am 20. März, 18. April, 26. April, 30. März, 18. April. Sehr oft blieb der Schnee nur einen oder zwei Tage liegen; die längste Zeit, während der die Erde ununterbrochen mit Schnee bedeckt blieb, war im Winter 1891/92, nämlich 63 Tage, vom 19. Januar bis zum 21. März. In allen Wintern blieb der nahe gelegene 364 m hohe Berg Akrafjall oft ganz schneefrei. Zwischen den verschiedenen Jahren ist in Island ein großer Unterschied in der Temperatur, und die mittlere Wärme der einzelnen Monate ist in den verschiedenen Jahren sehr veränderlich: nach 22jährigen Beobachtungen in Stykkishólmur war so die höchste Mitteltemperatur für März + 2,9° C., die niedrigste ÷ 13,3° C. Diese große Veränderlichkeit in der Temperatur hat großen Einfluß auf die Schneemenge und die Schneegrenze, wie sie auch für die Nahrungszweige der Einwohner sehr schädlich ist. Die häufigen, abnorm großen Veränderungen im Luftdruck mit den darauffolgenden heftigen Stürmen haben auch einen bedeutenden Einfluß auf das Leben des Menschen und die Natur hier oben. Nach 13jährigen Beobachtungen in Reykjavík betrug der Unterschied zwischen dem höchsten und dem tiefsten Barometerstand an der Meeresoberfläche ganze 94,5 mm (Maximum 786,5, Minimum 692,0 mm). Was bekanntlich den allergrößten Einfluß auf die isländische Klimaperioden hat, ist das grönländische Treibeis; wenn es nach dem Nordlande kommt, sinkt die Temperatur sogleich, und wenn man im Südlande im Monat Mai oder Juni sieht, daß es auf den Bergen schneit, so befürchtet man immer, daß sich jetzt das Treibeis naht, um die Küsten des Nordlandes zu blockieren; auch bestätigt alte Erfahrung, daß dieses oft der Fall ist. Im 19. Jahrhundert war ungefähr jedes vierte oder fünfte Jahr eisfrei[1]). Während das Eis außen vor der Küste hin und her treibt, ist auch der Wetter immer sehr unbeständig und stürmisch, ist es aber landfest geworden, so wird es ruhiger und kälter. Der nördliche und östliche Teil der nordwestlichen Halbinsel (besonders die Strandasýsla) nebst Langanes und Melrakkaslétta

[1]) Th. Thoroddsen: Den grönländska drifisen vid Island (Ymer, Stockholm 1884, S. 145—60).

sind am meisten bedroht, vom Treibeis blockiert zu werden. Der Einfluß des letzteren zeigt sich auch in diesen Gegenden sowohl in der Ausbreitung der Schneehaufen als im Charakter der Vegetation[1]). Der Graswuchs ist wegen der steten Frühjahrskälte und der rauhen Sommer äußerst kümmerlich; die häufigen Schneefälle, sogar mitten im Sommer, machen die Heuernte unsicher, so daß die Bevölkerung beständig dem Mangel ausgesetzt ist. Ende Juli 1887, als ich in Adalvík reiste, trieb draußen das Eis hin und her; es schneite stark und die Erde war in der Gegend von Fljót mit einer dicken Schneeschicht bedeckt, so daß das Vieh hereingeholt werden und eine Woche im Stalle stehen mußte. Als ich 1886 Hornstrandir bereiste, lagen auf diesem Küstenstrich große Schneehaufen Ende August noch ungeschmolzen dicht am Meere, und am 4. September hatte man an der ganzen langen Küstenstrecke vom Kap Horn bis zum Steingrímsfjördur noch auf keinem einzigen Gehöft das kleinste bischen Heu geborgen, jener Sommer war nun aber auch ungewöhnlich feucht und kalt. Es leuchtet ein, daß diese Verhältnisse die Schneelinie herabdrücken und der Bildung von Gletschern günstig sein müssen.

3. Höhengrenzen.

Wegen der großen Veränderlichkeit in den klimatischen Faktoren ist es nicht leicht, die Schneelinie in Island zu bestimmen. Man wird dies zufriedenstellend erst dann tun können, wenn die Schneeverhältnisse durch eine Reihe von Jahren in vielen verschiedenen Landesteilen genau untersucht worden sind. Wie Fr. Ratzel dargelegt hat, ist es sogar in den bestgekannten Ländern keine leichte Sache, die Schneelinie oder andere Höhengrenzen zu bestimmen; wie viel schwieriger wird es also in einem Lande wie Island sein! Denn wie dieser berühmte Geograph sagt, »je größer der Wechsel der äußeren Bedingungen, desto unregelmäßiger der Verlauf der Höhenlinien«[2]). In einem Lande wie Island, wo in den verschiedenen Temperatur- und Niederschlagsverhältnissen eine so große Beweglichkeit herrscht, muß nicht nur auf die allgemeinen orographischen und jährlichen klimatischen Verhältnisse Rücksicht genommen werden, sondern auch auf die rhythmischen Bewegungen der Höhengrenzen während verschiedener klimatischer Perioden. Leider ist die Ausbreitung und Dauer der winterlichen Schneedecke in Island nie studiert worden, obgleich Beobachtungen derselben sicherlich gute Aufschlüsse über verschiedene klimatologische und biologische Fragen geben würden.

Man kann sich in Island dreierlei Höhenlinien denken, welche an die vertikale Ausbreitung des Schnees gebunden sind und von klimatologischen und orographischen Faktoren bestimmt werden. Die eigentliche Schneelinie, welche die unterste Grenze der stabilen, zusammenhängenden Schneedecke bezeichnet, ist keinen sehr großen Veränderungen von Jahr zu Jahr unterworfen; unterhalb dieser kommt eine Zone getrennter, mehr oder weniger dicht gestellter Firnflecke und Schneehaufen, die niemals ganz auftauen, aber sich in verschiedenen Jahren vergrößern oder zusammenschrumpfen; unterhalb dieser Zone kommt

[1]) An der östlichen Küste der nordwestlichen Halbinsel südlich vom Kap Horn findet sich nirgends eine Spur von Buschwald, während derselbe doch auf der westlichen und südwestlichen Seite der Halbinsel an den innersten Fjordenden sehr üppig ist; Kohl- oder Kartoffelgärten gibt es an dieser Küste nicht. Der nördlichste Kohlgarten, den ich fand, liegt bei Reykjavík in Bjarnafjödur (65° 47′ N.), aber sein Vorhandensein ist einer warmen Quelle zu danken; die Nordgrenze der Kohlgärten kann hier ungefähr bei 65° 40′ N. angesetzt werden. Dagegen sind kleine Kohlgärten häufig in Adalvík an der nordwestlichen Küste der Halbinsel unter 66° 25′ N. Drinnen am Schlusse des Húnaflói ist der Einfluß der Treibeismassen noch sichtbar; breitblättriges Weidenröschen (Chamanerium latifolium), das jedes Jahr auf dem Hochlande an den Gletschern 600—700 m ü. M. blüht, hat in elf Jahren (1878—88) nur zweimal am Midfjördur geblüht.

[2]) Fr. Ratzel: Höhengrenzen und Höhengürtel. (Ztschr. des Deutsch. und Österr. Alpenvereins 1889, Bd. XX, S. 27).

dann der beweglichste Teil der bleibenden Schneedecke, verstreute Schneehaufen, welche mehr als die anderen an orographische Verhältnisse gebunden sind; diese Schneehaufen können sich oft eine Reihe feuchtkalter Jahre hindurch halten, schrumpfen aber zu einer Geringfügigkeit ein oder verschwinden ganz in warmen und trocknen Jahren. Am Drangajökull auf der nordwestlichen Halbinsel, liegt die Schneelinie auf der östlichen Seite in 400 m Höhe ü. M., auf der westlichen 650 m hoch; um diesen Gletscher herum finden sich oben auf dem Plateau gewaltige, vereinzelte Schneehaufen, die vereinigt gewiß mehrere Quadratmeilen bedecken würden. Sie liegen in einer Höhe von 250—500 m, aber im Sommer 1886 fanden sich außerdem eine Menge Schneehaufen tiefer unten und an geschützten Stellen sogar dicht an der Strandkante; auf der westlichen Seite sind große Schneehaufen auch häufig weit unterhalb der Grenzlinie des zusammenhängenden Gletschers, so besonders auf Snæfjallaströnd, wo in der Nähe des Meeres viele auf den Absätzen der Basaltdecken liegen bleiben. Auf der äußersten Klaue der nordwestlichen Halbinsel, in Adalvík und Fljót, lagen 1887 im August an mehreren Stellen alte Schneemassen 50 bis 100 m ü. M.; auf den Bergen waren Schneehaufen häufig, aber nirgends sieht man hier irgendwelche Gletscherbildung. Daß Schnee und Gletscher auf der nordwestlichen Halbinsel weiter herabgehen als anderwärts, ist natürlich, denn das Klima ist rauh, der Niederschlag bedeutend, das Treibeis ein häufiger Gast und das Meer schneidet von allen Seiten ein. Auf Snæfellsnes gibt es keine Gletscher mit Ausnahme des Snæfellsjökull, wo die Schneelinie auf der nordöstlichen Seite 830 m hoch liegt, aber auf der Bergkette dieser Halbinsel finden sich verstreut größere und kleinere Schneehaufen abwärts bis zu 500 m Höhe. Nördlich vom Vatnajökull fand ich im Sommer 1884 in den südlichen Ódádahraun fast nirgends Schneehaufen tiefer liegen als ungefähr 1000 m ü. M. Am südlichen Rande des Vatnajökull senkt sich die Schneelinie weiter herab als auf der Nordseite, am südlichsten vom Öræfajökull liegt sie etwa 1000—1100 m ü. M., an der Ostseite etwas tiefer, ungefähr 700 m, und das unterste Gletscherende des Breidamerkurjökull war 1894 nur 9 m ü. M. Auf der Nordseite liegt die Schneelinie am Kistufell 1300 m hoch und der unterste Rand des Dyngjujökull hatte 1884 eine Höhe von 765 m ü. M. Im Ódádahraun steigt die Grenze für zusammenhängende Gletschermassen bis zu einer Höhe von über 1400 m, aber die Gebirge in der Nähe des Eismeers sind in diesen Gegenden nicht so hoch, daß sie bis zur Schneelinie hinaufreichen. Doch finden sich vereinzelte Firn- und Schneehaufen am Kistufell 1118 m ü. M.; an der Trölladyngja abwärts bis zu 1150 m, in der Askja an geschützten Stellen bis 1000 m usw. Nördlicher, in den Bergen am Mývatn, fanden sich im Juli 1884 größere Schneehaufen 700—800 m ü. M. und ungefähr in derselben Höhe in den Kinnarfjöll am Skálfandi. Auf der gebirgigen Halbinsel zwischen Eyjafjördur und Skálfandi ist das Klima rauhkalt und der Pflanzenwuchs kümmerlich, doch finden sich hier keine zusammenhängenden Gletscher mit Ausnahme des Kaldbakur, aber der Gürtel der bleibenden Schneehaufen reicht an vielen Stellen bis zu 450—500 m hinab und Ende Juni 1896 fanden sich auf Flateyjardalur 220 m ü. M. noch verstreute Schneehaufen in Menge. An den Ostfjorden reicht die Region der bleibenden Schneehaufen an den meisten Stellen bis zu 500—50 m hinab, auf dem Hochlande zwischen Mýrdalsjökull und Vatnajökull bis 600—700 m und am Langjökull bis 500—600 m. Die Verbreitung der Schnee- und Firnhaufen, sowie die Höhen der Schneegrenze in verschiedenen Teilen des Landes werden später bei den einzelnen Gletschern angeführt.

4. Typen von Gletschern.

Die großen isländischen Gletschermassen sind ausschließlich an die Hochflächen des inneren Island gebunden; in den höchsten Teilen des Plateaus bedecken die Firnflächen

große Strecken. Der Vatnajökull, der ein Areal von 8500 qkm hat, ist eine kleine Ausgabe des grönländischen Inlandeises. Das Aussehen der großen isländischen Gletscher ist gänzlich verschieden von den Firn- und Eismassen der Alpen und nähert sich mehr dem Gletschertypus der Polarländer, doch findet man in den Randgebirgen des Hochlandes stellenweise kleinere Gletscher, die im Aussehen den Gletschern der Alpen völlig gleichen; außer den eigentlichen Plateaugletschern hat man in den Randgebieten vielfach andere Formen, Talgletscher, Kar-Gehänge und Schluchtgletscher. Die Firnflächen der Alpen sind klein, aber die Gletscherausläufer haben im Verhältnis zu dem Areal der Firnbecken eine enorme Länge; in Island sind die Firnflächen mehr ausgedehnt, aber die Gletscher verhältnismäßig kurz. Sie haben dagegen oft eine sehr große Breite und ihr Areal wird daher oft sehr groß. Die Firnfläche des Aletschgletschers hat nach Heim ein Areal von 99,54 qkm; der Eisstrom hat eine Länge von $16\frac{1}{2}$ km, ein Areal von 29,45 qkm und eine Breite von 1800 m. Der Gletscher Dyngjujökull, der von dem 8500 qkm großen Vatnajökull nach N hinuntergeht, hat eine Länge von 20 km, eine Breite von ca 25 km und ein Areal von über 400 qkm; der Skaptárjökull und Brúarjökull haben noch größere Dimensionen. Der Jostedalsbræ, das größte Firnfeld Norwegens, hat ein Areal von 900 qkm, aber seine Gletscher sind klein, noch kleiner als die Gletscher der Alpen. Die großen Gletscher, die vom Vatnajökull herabgehen, erinnern in der Form sehr an den »Isblink« von Frederikshaab in Grönland; die Gletscher von Island bilden in mehrfacher Hinsicht ein Zwischenglied zwischen den Eisdecken der Polarländer und den Gletschern Europas. Während man sich in Grönland in die Verhältnisse der Eiszeit versetzt sieht, erblickt man in Island eine postglaziale Zeit, in der die Eismassen eingeschrumpft sind und die Gletscherablagerungen von Gletscherflüssen umgearbeitet werden; daher ist das Studium der Gletscher dieser beiden Länder und ihrer Gletscherablagerungen von großer Bedeutung für die moderne glaziale Geologie. Islands große Gletscherberge bilden schwachgewölbte Kuppen oder wellenförmige Eisfelder auf den höchsten Plateaus des Landes; die Unterlage der größten Gletscher mitten im Lande, Langjökull, Arnarfellsjökull und Vatnajökull, besteht aus einzelnen kleineren Plateaus, die sich von der eigentlichen Hochebene erheben. In den Firnfeldern selbst, die eine große Mächtigkeit haben, sind emporstehende Berggipfel sehr selten; erst in der Nähe der Ränder kommen sie hervor als herausstehende Kämme, Gräte und Spitzen des unterliegenden Berges. Die Oberfläche dieser Schneefelder ist von Schutt entblößt, welcher erst in den Gletscherenden zum Vorschein kommt; letztere sind oft ganz schwarz von Schutt und Felsstücken, die hier aus dem Eise herausschmelzen und große Areale bedecken. Die großen Gletscher, die sich von diesen Firnflächen hinunterstrecken, haben durchgängig eine sehr geringe Neigung; nur wo Bergseiten oder Felsspitzen aus den Seiten der Eisdecken heraustreten, finden sich steile Gletscher mit kleineren Dimensionen, Hängegletscher usw. Die großen Gletscher ruhen hauptsächlich auf weichen Gesteinsarten, Tuff und Breccie, die jedoch oft Decken oder Einlagen von Dolerit haben. Da diese Gesteinsarten nur geringe Widerstandskraft gegen die Erosion haben, führen die Gletscher und die Gletscherflüsse eine ungeheure Menge Schutt und Schlamm zum Tieflande hinab. Über das Ab- und Zunehmen der isländischen Gletscher weiß man nur wenig, doch zeigen die Beobachtungen, die man hat und die im folgenden angeführt werden sollen, daß das Vorwärtsschreiten und Zurückgehen der Gletscher hier wie anderwärts kleineren Schwankungen unterworfen ist, die mit klimatischen Perioden[1]) in Verbindung stehen. In Island ist man in gewissen Kreisen ziemlich allgemein der Ansicht

[1]) Meine Beobachtungen, betreffend den Vor- und Rückgang der isländischen Gletscher sind gesammelt bei Charles Rabot: Les variations de longueur des glaciers dans les régions arctiques et boréales (Archives des sciences physiques et naturelles, Genf 1897, 1899, 1900).

gewesen, die isländischen Gletscher seien in alten Zeiten, in der Glanzperiode der Republik, kleiner gewesen als jetzt, die Gletscherflüsse hätten weniger Wasser geführt usw. Dieses streitet jedoch, von einzelnen lokalen Abweichungen abgesehen, durchaus gegen das Zeugnis der Literatur und der Natur.

5. Gletscherläufe oder Gletscherstürze.

Eigentümlich für Island sind die sog. Gletscherläufe (jökulhlaup), die in ihrer ganzen Heftigkeit auftreten, wenn die unter der Eisdecke verborgenen Vulkane Ausbrüche haben; die großen Sandstrecken unterhalb der Gletscher werden bei solchen Gelegenheiten von einem brausenden Meere geschmolzenen Gletschereises mit darin schwimmenden Eisbergen und Eisstücken überspült. Solche Katastrophen können sehr bedeutende Veränderungen in den Oberflächenverhältnissen der umgebenden Gegenden verursachen, da die Wasserfluten und die Eisstücke oft eine unglaubliche Menge Schutt und Felsstücke mitführen; besonders haben die vom Ausbruch der Katla verursachten Überschwemmungen in der Topographie der naheliegenden Gegenden bedeutende Veränderungen hervorgebracht. Spitzen, die sich zuvor in das Meer hinaus erstreckten, ragen jetzt als isolierte Felsen weit vom Meere aus den Sandflächen empor und kleine Buchten und Fjorde sind in historischer Zeit ausgefüllt worden und verschwunden. Die Gletscherläufe von 1660 und 1721 waren besonders sehr tätig. Von diesen beiden Ausbrüchen hat man ausführliche Berichte von Augenzeugen. Nachdem die Katla am 3. November 1660 zu sprühen begonnen hatte, liefen mehrere Wasserströme, enthaltend Eis und Steine, vom Gletscher über den Mýrdalssandur zum Meere, aber am 9. November lief ein neuer Strom mit furchtbarem Brausen und Lärmen weiter nach W und führte die Pfarre Höfdabrekka mit Kirche und allen Wohnhäusern fort, so daß kaum ein Stein davon übrig blieb. Bei dieser Gelegenheit wurde so viel Sand und Schutt von den Gletschern herabgeführt, daß der Strand bedeutend nach außen wuchs, so daß da, wo früher Fischerboote in 20 Faden tiefem Wasser gefischt hatten, jetzt ein trockner Strand war, über den nun die Landstraße führt. Die Pfarre Höfdabrekka wurde danach auf einem Bergrücken 115 m über dem Flachlande wieder aufgebaut, so daß seitdem die Gletscherläufe nicht hinauf gekonnt haben. Bei dem Ausbruch der Katla im Jahre 1721 wurden auch Massen von Eis und Schutt zum Meere hinabtransportiert, von den höchsten Bergen in der Umgegend konnte man kaum über die Eisfelder hinwegsehen; die äußersten Eisberge blieben im Anfang ungefähr 3 Seemeilen vom Lande bei 70—80 Faden Tiefe stehen und bildeten hier eine Eisbarrikade, die jedoch bald von der Brandung zerstört wurde, und große Haufen von Eisbergen schwammen nach W bis nach Reykjanes. Da diese ganze Eismasse so plötzlich in das Meer hinausgeworfen wurde, hob sich dieses und überschwemmte die Küste, verwüstete die Wiesen und führte sogar bei den Eyjafjöll Fischerboote 40—50 km weit hinweg und die Meereswelle wurde an der ganzen Südküste von Island bemerkt. Die Eisflut führte eine 38 m hohe Felsspitze in der Nähe von Hjörleifshöfdi und einen langen grasbewachsenen Rücken mit sich fort, der einen Flächenraum von 237 000 qm einnahm, ohne daß die kleinste Spur davon zu zu sehen blieb. Der Bericht erzählt, man habe da, wo der Bergrücken gestanden, nur eine polierte Felsfläche mit kesselförmigen Vertiefungen gefunden. Auch der Öræfajökull ist bekannt wegen seiner großartigen vulkanischen Gletscherläufe, besonders in der Mitte des 14. Jahrhunderts; damals wurden zwei Kirchspiele mit 40 Gehöften und zwei Pfarren vollständig zerstört von einer Gletscherflut, die eines Morgens alles, Häuser, Menschen und Vieh, fortfegte. In der neuesten Zeit sind die Gletscherläufe vom Skeidarárjökull, die später besprochen werden sollen, am meisten bekannt geworden; wahrscheinlich stehen sie gewöhnlich mit Vulkanausbrüchen innerhalb der wenig bekannten Eiswüsten des Vatnajökull

in Verbindung; man hat häufig in den Jahren, in welchen Gletscherläufe stattgefunden haben, Asche- und Dampfsäulen vom Vatnajökull aufsteigen sehen. S. Gunnarsson, der diese Gletscherläufe selbst gesehen hat, beschreibt sie ungefähr so[1]): Wenn solche Gletscherläufe in Gährung sind, beginnen die Flüsse zu schwinden und bleiben zuweilen vollständig aus. Vor dem Gletscherlauf 1873 konnte man von Ende Januar bis Anfang Juni trocknen Fußes durch das Flußbett der Skeidará gehen; sonst führt dieser Gletscherfluß eine sehr bedeutende Wassermasse und muß zu Islands wasserreichsten Strömen gerechnet werden. Plötzlich beginnt der vorderste Rand des Gletschers sich gleichsam zu heben, er zerreist überall mit fürchterlichem Knallen und spaltet sich in große und kleine Stücke; das Wasser strömt an allen Ecken und Enden hervor und trägt mit rasender Eile das Eis über die unterhalb liegenden Sand- und Lehmflächen dahin, so daß Strecken von der Breite vieler Meilen mehrere Tage lang von einem reißenden Strome mit hausgroßen Eisstücken überschwemmt werden, die alles zermalmen, was ihnen in den Weg kommt. S. Gunnarsson hat den Gletscherrand selbst mit solcher Kraft und Schnelligkeit hervorbrechen sehen, daß er Erdreich, große Felsstücke, Moränen und Sandrücken vor sich her schob, so daß sie auf und nieder wogten wie die Falten in einem Stück Tuch. Nach einem Gletscherlauf bleiben oft große Eisstücke lange auf dem Sande liegen, und wenn sie schmelzen, bilden sich große, tiefe, kraterförmige Vertiefungen, denen man sich nicht gut nähern kann, da sich Lehm und Sand rund herum in Moder verwandeln, worin Pferde und andere Tiere leicht verschwinden können. Nach dem Gletscherlauf von 1873 sahen einige Reisende auf dem Skeidarársandur dicht unterhalb des Gletscherrandes einen hohen Springbrunnen aus dem Sande aufsteigen, er verwandelte sich später in einen reißenden Gletscherfluß, der jedoch bald wieder verschwand. Kleinere Gletscherläufe, die ziemlich häufig sind, werden von aufgestauten Flüssen und kleinen Seen verursacht, die periodisch die Eisdämme durchbrechen; solche kleine Seen kennt man im Svínafellsjökull und an anderen Stellen. Núpsvötn und Fúlilækur werden manchmal von Gletscherarmen aufgedämmt, worauf sie ausbrechen und Gletscherläufe hervorrufen[2]).

6. Beschreibung der einzelnen Gletscher.

Zusammenhängende Schnee- und Firndecken auf den Bergen werden in Island jökull (pl. jöklar) genannt und der Berg oder die Berggruppe, die unter dem Schnee liegt, wird dann als jökull bezeichnet, da nur die Eisdecke berücksichtigt wird; davor wird dann das eine oder andere Wort als nähere Bezeichnung angefügt, z. B. Vatnajökull (Gletscher der Gewässer), Langijökull (der lange Gletscher) usw. Eine Gletscherzunge wird skridjökull (Schreitgletscher) genannt oder falljökull (Fallgletscher), wenn er sehr steil ist; kann ein Gletscher auf steilen Felsen nicht zusammenhalten, sondern fällt er in großen und kleinen Stücken herab, so heißt er hrunjökull (Sturzgletscher). Firn entspricht ungefähr dem isländischen Wort hjarn, oder hjarnjökull: ein großer, harter Schnee- oder Firnhaufen wird fönn (pl. fannir) genannt.

Islands Gletscher haben ein Areal von ungefähr 13500 qkm; zum Vergleich mag erwähnt werden, daß die Gletscher in den Alpen zusammen ein Areal von 3000 qkm haben. Die norwegischen Gletscher sind ungefähr ebenso groß, die schwedischen 400 qkm; die des Kaukasus 120 qkm usw. Von Islands großen Schneeflächen gehen nach allen Seiten viele Gletscher hinab; zurzeit kennt man 139 Gletscher, wenn aber Islands Schneeberge näher untersucht und alle kleinen Gletscher mitgerechnet werden, wird sich diese Zahl gewiß sehr vergrößern. Im folgenden will ich eine kurze geographische Beschreibung der ein-

[1]) Nordanfari XVI, S. 17—19.
[2]) Geogr. Tidskr. XII, S. 171.

zelnen isländischen Gletscher geben und mit der nordwestlichen Halbinsel beginnen. Dieser Landesteil, der durch den Gilsfjördur und den Bitrufjördur vom Hauptlande beinahe abgeschnitten wird, bildet, wie zuvor erwähnt, ein besonderes, durch Fjorde und enge Täler zerstückeltes Plateau. Dieses hat eine Höhe von 5—700 m und ist ausschließlich aus Basalt erbaut, dessen Bänke sich wie Absätze voneinander abheben; im Schutze dieser Absätze liegt oben auf dem Hochlande eine Menge gewöhnlich langgestreckter Schneehaufen. Im Nordwestlande finden sich zwei Gletscher, Gláma und Drangajökull.

Die **Gláma** auf dem Hochlande zwischen Arnarfjördur und Isafjördur bildet eine schwachgewölbte, runde Firnkuppe, die 230 qkm groß und 901 m hoch ist. Das Hochland um die Gláma ist eine schwach wellenförmige Hochebene ohne Vegetation und mit verstreuten Schneehaufen. Es ist mir nicht bekannt, daß sich von der Gláma ein Gletscher in die Täler hinab erstreckt, und keiner von den Flüssen, die durch nahegelegene Täler fließen, führt Gletscherwasser; nur Vatnsdalsá und Vattará werden ab und zu schwach milchfarbig von Gletscherlehm. Hier und da sieht man im Gletscherrand schwarze Felsen aus dem weißen Grunde hervorstehen, aber Risse und Spalten sind trotzdem selten und aus den nahegelegenen Bezirken reitet man oft quer über die Gláma um den Weg abzukürzen; Wege über dieses Firnfeld sind schon in alter Zeit benutzt worden. Auf Gunnlaugsons Karte nimmt der Gletscher einen viel größeren Platz ein, als ihm zukommt, sowohl Thingmannaheidi als Skálmadalsheidi sind vollkommen gletscherfrei; in dem feuchten Sommer 1886 fanden sich auf diesen Hochebenen viele verstreute Schneehaufen ohne Zusammenhang mit der Gláma, aber der größte Teil derselben taut in warmen und trocknen Sommern auf. Die Schneelinie liegt hier wahrscheinlich etwa 650 m ü. M.

Der **Drangajökull** ist ein viel bedeutenderer Gletscher, obgleich er kaum einen größeren Raum einnimmt als 350 qkm und nur 890 m hoch ist; er schickt mehrere Gletscher in die Täler hinab fast bis zum Meere. Auch dieser Gletscher ist auf Gunnlaugssons Karte mehr als doppelt so groß dargestellt, als er sein sollte; er war auch bis zu den Jahren 1886/87 einer der am wenigsten bekannten Gletscher in Island. Der Drangajökull reicht in Wirklichkeit nicht weiter nach S als bis 66° 2′ N., aber südlich davon finden sich auch auf dem Plateau eine Menge große, freiliegende Schneehaufen, wovon ein großer Teil selten oder nie auftaut. Die Hauptmasse des Gletschers wird von einem schwach gewölbten Firn gebildet, von dem sich nach beiden Seiten Gletscher hinabschieben. Ungefähr mitten auf dem Gletscherberg finden sich zwei emporstehende Felsspitzen, Hrollaugsborg und Hljódabunga, und zwischen diesen emporstehenden Bergen ist eine schwache Vertiefung in der Schneekuppe, die sie in eine nördliche und eine südliche Kuppe teilt; der Berggipfel Midmundahorn außerhalb des Gletscherrandes am Reykjarfjördur ist durch einen Felsrücken, der in dem warmen Sommer 1880 zum Vorschein kam, mit den vorerwähnten Felsspitzen verbunden, wodurch er eine große Firnmulde bildet, von welcher der große Gletscher im Reykjarfjördur sich hinabstreckt. Der Drangajökull wurde zum erstenmal im Jahre 1809 von Hans Frisak bestiegen und 1862 von C. W. Shepherd, der ihn jedoch wegen schlechten Wetters nicht ordentlich untersuchen konnte und daher keinen nennenswerten Beitrag zur Kenntnis desselben geliefert hat. Er fand aber einen kleinen, sonst unbekannten Gletscher[1]). Mehrere verhältnismäßig bedeutende Gletscherflüsse mit milchweißem Wasser entspringen im Drangajökull; die größten von diesen sind die wasserreichen Flüsse Selá, die sich in das Isafjardardjúp bei Armúli auf der westlichen Seite des Gletschers, ergießt und Hvalsá auf der östlichen; letztere erhält jedoch nur einige ihrer Zuflüsse von dem Gletscher; außerdem finden sich schlammige Gletscherflüsse in allen den Tälern, in welche Gletscherzungen niedergehen.

[1]) C. W. Shepherd: The North West Peninsula of Iceland. London 1867, S. 83—89.

Von den Talgletschern auf der östlichen Seite ist der Gletscher bei Bjarnarfjördur der südlichste; sein unterstes Ende hat eine Höhe von ungefähr 250 m ü. M., aber der bedeutendste ist der Gletscher im Reykjarfjördur, der bis zur Höhe von 30 m hinabgeht. Ungefähr 2½ km vom Meere verengt sich das Tal bedeutend, und hier findet sich ein Querwall von Moränen in einem Bogen von der einen Bergseite nach der anderen. Von der Mitte dieses Moränenbogens bis zum Gletscherrand war 1886 ein Abstand von 1500 m; die Moräne wird von fünf Schuttrücken und -hügeln in einer Reihe gebildet; nur einer dieser Rücken liegt südlich von dem Flusse, der nahe der südlichen Seite des Tales fließt. Die Moräne hat eine Höhe von 15—20 m, und außerhalb derselben ist eine schwach wellenförmige Schuttebene; weiter unten sieht man einzelne emporstehende, vom Eise gescheuerte Felsrücken. Zwischen dem Gletscher und der Moräne liegt eine flache Schuttebene mit einzelnen Steinhaufen und verstreuten, tiefen Wasserpfützen; hier und da liegen große, eisgescheuerte Blöcke von einem harten, porphyritischen Basalt. Auf ihrer Leeseite sieht man oft kleine Ausläufer oder Rücken von kleinerem Schutte (eine Art »crag-tails« in kleinerem Stile). Stellenweise auf der Ebene sieht man große Brecciestücke, die vom Gletscher ganz zerdrückt worden sind. Wo der Gletscher auf den Talboden herabkommt, hat er eine Breite von 1—1½ km, aber seine unterste Spitze ist nur 600 m breit. Da wo der Fluß aus dem Gletschertor herausfließt, hatte er am 4. August 1886 mittags um 12 Uhr nur eine Temperatur von ÷ 0,5° C.; gleichzeitig war die Lufttemperatur 2°. Die Grundmoräne, die im Tore zum Vorschein kam, bestand aus Schutt und Lehm und große Blöcke waren hier und da in dem Gletscherrande eingekittet. Der Gletscher hat sich in der neueren Zeit sehr zurückgezogen; um das Jahr 1846 reichte er ganz bis zu den Moränenbogen hinaus. Zuerst ging das Zurückweichen sehr langsam, und 1855 waren nicht mehr als 8—10 m vom Gletscherrande zur Moräne. Große Blöcke und Seitenmoränen zeigen die alte Dicke des Gletschers, die an dem jetzigen Ende des Gletschers 80—100 m größer gewesen ist als jetzt; die Neigung des abgeschmolzenen Gletschers hat etwa 5° betragen. In einer älteren Periode hat sich der Gletscher aber sicherlich noch mehr zurückgezogen, denn im 17. Jahrhundert befand sich ein Gehöft (Knittilsstadir) in der Nähe des jetzigen Gletscherrandes; die Ruinen des Gehöfts wurden noch 1710 gefunden, sind aber später von dem Flusse zerstört worden, der sehr wasserreich ist, schlammiges Wasser führt und sich oft verändert.

Ein Gletscher, der sich zum Tharalátursfjördur hinabstreckt, endet ungefähr 120 m ü. M. und reicht nicht ganz bis zum Tieflande auf den Talboden hinab; auch er hat sich in den letzten 20—30 Jahren[1]) um einige hundert Klafter zurückgezogen. Zum Furufjördur geht ebenfalls eine Gletscherzunge bis zu 200 m Höhe hinab. Auf der nordwestlichen Seite streckt sich ein bedeutender, schön geformter Gletscher in den Leirufjördur nieder. Das Gletscherende hat hier eine Höhe von 38 m ü. M. Die Ebene unterhalb des Gletschers bildet eine regelmäßige Fläche bis hinab zum Meere und wird nur von den niedrigen Moränen unterbrochen. An der südlichen Bergseite ist im Gletscherende ein Einschnitt mit lotrechten Eiswänden und von da fließt ein bedeutender Gletscherfluß nach N am Gletscherrande entlang, wo er aus mehreren kleinen Gletschertoren eine Menge Zuflüsse empfängt; darauf verzweigt er sich und breitet sich in unzähligen Krümmungen und Windungen über den Talboden unterhalb der Moränen aus. Längs dem Gletscherrande findet sich eine kleine Moräne und außerdem vier andere Moränenbogen quer über das Tal etwas weiter unten. Außerhalb der Moränen ist die Ebene mit Gras bewachsen, innerhalb der vierten Moräne ist sie ganz ohne Gras. Ebenso wie der Talgletscher im Reykjarfjördur

[1]) Bezieht sich auf das Jahr 1886, da ich diese Gegenden besuchte.

hat auch dieser sich in den letzten 40—50 Jahren zurückgezogen, denn vorher ging er ganz bis zur äußersten Moräne (ungefähr 1 km). Große Seitenmoränen in den Bergseiten zeigen ebenfalls die alte Mächtigkeit des Gletschers; der vorerwähnte Einschnitt im Gletscherende entstand im Jahre 1883. Vor 300—400 Jahren hat ein Gehöft, Öldugil, in der Nähe des jetzigen Gletscherrandes gestanden, dessen Ruinen noch zu Anfang des 18. Jahrhunderts zu sehen waren, was auf eine ältere Periode mit starkem Rückgang zu deuten scheint.

Südlich von der 660 m hohen Dalsheidi schiebt sich ein anderer bedeutender Gletscher vom Drangajökull in den Boden des Kaldalón hinab. Von dem Gletscherende, das in einer Höhe von ungefähr 25 m ü. M. liegt, sind etwa 3—4 km hinunter zum Fjordende; dieser Zwischenraum wird von einer fast wagerechten Ebene eingenommen, die von drei Moränenbogen überschnitten wird. Außerhalb der Moränen besteht die Ebene fast ausschließlich aus feinem Gletscherton, aber innerhalb derselben ist die Oberfläche mit grobem Geröll und eisgescheuerten Blöcken bedeckt. Sogar 1—2 Kubikfaden große Blöcke vom härtesten Basalt sind vollständig zerdrückt und mit unzähligen Rissen durchsetzt worden. Der Fjord ist so mit Gletscherlehm angefüllt worden, daß man innerhalb der Mitte über ihn reiten kann; das Wasser reicht hier bei Ebbe den Pferden ungefähr bis zum Bauch, aber der Grund ist sehr weich. Die äußerste Moräne scheint viel älter zu sein als die andere; sie ist jetzt mit Gras bewachsen und ist früher mit Buschwald bestanden gewesen. Längs der südlichen Bergseite finden sich große Seitenmoränen, größtenteils aus aufgestapelten Felsblöcken zusammengesetzt; hier und da sieht man tiefe Wasserpfützen zwischen den Schutthaufen. Der vorderste Rand des Gletschers hat eine Höhe von 125—60 m. Hoch oben an der südlichen Seite des Gletscherendes findet sich eine Partie Gletschereis zwischen den Felsen (Votubjörg) festgeklebt; hiervon reißen ab und zu große Stücke los, um unter Donnern und Krachen auf den Gletscher hinunterzustürzen. In den Bergseiten sieht man auch hier alte Seitenmoränen, die von der Mächtigkeit des Gletschers in der Vergangenheit zeugen; vor 20—30 Jahren reichte das Gletscherende bis zur innersten Moräne hinaus, hat sich aber seitdem um 400—600 m zurückgezogen. Auch hier befanden sich in alten Zeiten Gehöfte (Lónhóll und Trimbilsstadir) in der Nähe des Gletschers; sie sind längst von den Gletscherflüssen ganz zerstört worden. Nach Shepherd soll sich ein kleiner, ungefähr 100 m breiter Gletscher in den Boden des nördlichen Armes des Skjaldfannardalur östlich von Ármúli hinab erstrecken; doch ist das südliche Ende des Drangajökull selbst noch nicht von Reisenden besucht worden; vom Drangaháls hatte ich jedoch Aussicht dorthin im Jahre 1886. Das Hochland südlich vom Drangajökull, die sog. Steingrímsfjardarheidi, ist ganz übersät mit großen Schneeflecken und einige erstrecken sich sogar tief hinab in die Täler auf der östlichen Seite. An der Bucht Kaldbaksvík waren im August 1886 in einer Höhe von 200—240 m ü. M. alle Vertiefungen von gewaltigen Schneehaufen ausgefüllt; einige davon schienen sehr alt zu sein. Auf der Dalsheidi an der westlichen Seite des Gletscherberges, waren am 6. August 1887 in einer Höhe von 500—600 m nur einzelne Schuttrücken schneefrei; über dieselbe hohe Landspitze geht ganz westlich ein Weg über die sog. Snæfjallaheidi. Hier waren die Schuttflächen am 12. August 1887 in einer Höhe von 400 m ü. M. ganz schneefrei, aber in den steilen Bergseiten auf Snæfjallaströnd, wo man von dem südlichen Rande des Berges herabkommt, lagen gewaltige, alte Schneehaufen, die sich auf den Absätzen der Basaltdecken in parallelen Linien bis ganz zur Küste hinab erstreckten.

Der **Snæfellsjökull**, der große Vulkan, der die Halbinsel Snæfellsnes gegen W abschließt, hat ebenfalls eine Gletscherdecke, die jedoch kaum ein größeres Areal hat als ungefähr 20 qkm. Der Vulkan hat eine Höhe von 1436 m und obenauf einen mit Eis

gefüllten Krater, dessen Spitzen aus dem Schnee aufragen und »Jökulthufur« genannt werden. Auf der nördlichen Seite, oberhalb der Ólafsvík, beträgt die Höhe der Schneelinie nach der Messung von Bright und Holland 830 m; nach SW ist die Schneelinie dagegen kaum tiefer als ungefähr 1000 m. Hier stehen mehrere Lavarücken aus dem Eise heraus und zwischen ihnen finden sich große Spalten; auch hier unterhalb des Gletscherrandes sind lose Schneehaufen in den Höhlungen der Lava. Unbedeutende Eisbildungen sind in dem ganzen Firnrand zu sehen, aber ein größerer Gletscher findet sich nur nach O, wo sich eine lange Eiszunge auf den Jökulháls hinab erstreckt und etwa 500 m ü. M. endet; ein kurzer aber breiter Gletscherfetzen erstreckt sich auch etwas westlicher hinunter auf den Krater Kvíahnúkur zu. Der größte Teil des Wassers von dem Gletscher verschwindet in der porösen Lava, aber einige kleine Flüsse und Bäche führen doch Gletscherwasser; von diesen fließen Stapagil und Sandalækur nach S und Gufuskálamóda und Hólmkela nach NW und N. Der Snæfellsjökull ist oft bestiegen worden, zuerst von Eggert Olafsson und Bjarni Pálsson[1]) am 1. Juli 1754, demnächst von Sir John Stanley und Mr. Wright[2]) am 14. Juli 1789, von Bright und Holland[3]) am 3. Juli 1810 und von Ebenezer Henderson[4]) am 25. Mai 1815; später ist der Gletscher von mehreren Isländern und von einigen fremden Touristen bestiegen worden.

Der **Langjökull** ist von den großen Schneefeldern des inneren Hochlandes das westlichste. Dieser mächtige Schneeberg, der sich von SW nach NO erstreckt, ist 74 km lang und ganz südlich fast 30 km breit, hat eine Höhe von ungefähr 1400 m und ein Areal von etwa 1300 qkm; das Hochland in seiner Umgebung ist 500—700 m hoch. Die verschiedenen Teile des Langjökull haben besondere Namen, der nordwestlichste Teil heißt Balljökull, der südwestliche Geitlandsjökull und der südliche und südöstliche Teil Skaldbreidarjökull und Bláfellsjökull. Die Hauptmasse des Langjökull wird von ausgedehnten, schwach gewölbten und wellenförmigen Firnmassen gebildet. Mit Ausnahme einer Bergspitze nördlich vom Hvítárvatn mitten im Gletscher kennt man keine Nunataks in den inneren Schneefeldern des Gletschers. Der Grund besteht aus Palagonitbreccie und doleritischer Lava, die hier und da in den Randbergen zum Vorschein kommt.

Der Paß Flosaskard schneidet den Langjökull vom Eiríksjökull ab und, zwischen dem Langjökull und dem mit Schnee bekleideten alten Vulkan Ok liegt das Tal Kaldidalur. Mitten drinnen in der südwestlichen Ecke des Langjökull, befindet sich das Tal Thórisdalur, das von Felsen und Gletschern umgeben ist; an dieses geheimnisvolle Tal knüpfen sich viele Sagen. Es wurde zuerst im Jahre 1664 von zwei isländischen Pfarrern besucht, jedoch erst von Björn Gunnlaugsson 1835[5]) näher untersucht. Im SW des Flosaskard erstreckt sich das Hafrafell wie ein Vorgebirge vom Gletscherberg nach außen; südlich davon hat sich ein Gletscher auf das Hochland zwischen Hafrafell und Hádegisfell hinabgeschoben. Dieser Gletscher wurde schon im Jahre 1753 von E. Olafsson und B. Pálsson untersucht, welche die Spalten, Moränen, Sandpyramiden, Gletschertische usw. beschreiben[6]). In neuerer Zeit ist dieser Gletscher von K. Keilhack[7]) beschrieben worden. Das Gletscherende liegt 600 m ü. M.; es hat 20 m hohe Endmoränen und Seitenmoränen, die sich bis zu einer Höhe von 780 m hinauf erstrecken. Auch südlich vom Hádegisfell geht ein be-

[1]) Rejse gjennem Island I, S. 276—88.

[2]) John Barrow, jun.: A visit to Iceland in the summer of 1834. London 1835, S. 263—75.

[3]) G. S. Mackenzie: Travels in the island of Iceland 2. Aufl., Edinburgh 1812, S. 175—80.

[4]) E. Henderson: Iceland or the journal of a residence in that island during the years 1814 and 1815. Edinburgh 1818, Bd. II, S. 37—44.

[5]) Näheres über die Reisen findet man in Islendigur III, S. 81—93 und Sunnanpóstur 1836, S. 113—24. Ebenso in Geschichte der isländ. Geogr. II, S. 110—13.

[6]) Rejse gjennem Island I, S. 86—102.

[7]) Beiträge zur Geologie der Insel Island (Ztschr. der Deutschen geol. Ges. 1886, S. 446—49).

deutender Gletscher zum Kaldidalur hinab, teils mit sehr starker Neigung und steilem Gletschergefälle. Längs dem Gletscherrande liegen Sand- und Schuttstrecken, die von Gletscherbächen durchströmt werden, welche sich zu dem reißenden Gletscherfluß Geitá sammeln, der sein schlammiges Wasser in die Hvítá ergießt und dieser seine milchweiße Farbe mitteilt. Die Schneelinie liegt hier ungefähr in einer Höhe von 900 m, aber große Schneehaufen finden sich auch in den Randbergen des Jökull umher verstreut hinab bis 500—600 m ü. M. Die Unterlage des Geitlandsjökull ist in dem südlichen Teile sehr uneben, was zur Bildung kleinerer Gletscher, Gletscherfälle usw. Anlaß gibt. Im Boden des Kaldidalur liegen mehrere Schneehaufen in der Höhe von 630 m ü. M. Die Schneedecke des Langjökull erstreckt sich ganz hinaus auf die Bergkante an der südöstlichen Ecke des Kaldidalur und große Stücke Firn brechen ab und fallen herab; die Schutthalden unterhalb sind daher aus Schutt, Felsstücken, Schnee und Eisstücken zusammengesetzt. Weiter nördlich sendet der Firn vier kleinere und drei größere Gletscher zum Kaldidalur hinab; unterhalb der Gletscher liegen flache Sandstrecken, von kleinen Gletscherbächen durchrieselt, die alle nordwärts nach Geitlönd strömen. Vom Gipfel des Vulkans Skjaldbreid hat man eine gute Aussicht über den südlichen Teil des Langjökull. Ganz im W sieht man die steilen Bergabhänge am Kaldidalur, darauf folgt eine Einsenkung an der Mündung des Thórisdalur, dann ein großer Gletscher westlich vom Hagavatn und ein anderer zwischen diesem See und den Bergspitzen Jarlhettur (1065 m); diese Gletscher werden durch den eisfreien Berg Hagafell getrennt. Auf der Oberfläche dieser Gletscher finden sich bedeutende Geschiebemassen und an den Seen sieht man in den Gletscherrändern hohe Eisklippen, von denen ab und zu kleine Eisberge in die Seen hinunterfallen. Auf der Karte sind nur zwei Seen zu sehen; im Jahre 1883 waren es drei. Hinab in den großen See Hvítárvatn (435 m ü. M.) gehen vom Langjökull zwei bedeutende Gletscher, auf jeder Seite der Bergspitze Skridufell einer; das Gletschereis erstreckt sich auch ganz hinaus auf den Rand dieses Berges und schickt drei kleine Hängegletscher hinunter durch Klüfte im Bergrande. Der Gletscher im S des Skridufell ist größer; er reicht jetzt in den See hinaus, aber am Schlusse des 18. Jahrhunderts konnte ein Mensch mit Leichtigkeit zwischen dem Gletscherende und dem Wasser gehen. Der nördliche Gletscher hat ein steileres Gefälle, er hat einen kleinen Fjord (Karlsdráttur) vom Hvítárvatn beinahe abgeschnitten. Wo der Gletscher in den See hinabgeht, ist er von unzähligen Spalten zerklüftet und erhebt sich mit unregelmäßigen Absätzen; ab und zu hört man scharfes Knallen, gefolgt von dumpfem Dröhnen, wenn der Gletscher kalbt. Diese beiden Gletscher führen beständig eine bedeutende Menge Schutt, Lehm und Felsstücke in den See hinaus, der deswegen nur eine geringe Tiefe hat; der südliche Teil ist nur 5—6 Faden tief, der nördliche etwas tiefer; der See ist stets mit größeren und kleineren Eisstücken angefüllt. Aus dem Hvítárvatn ergießt sich ein sehr bedeutender Gletscherfluß, die Hvítá, die nicht nur eine Menge Schlamm aus dem Hvítárvatn fortführt, sondern auch von den Nebenflüssen, Fúlakvísl und Jökulkvísl, die im Arnarfellsjökull entspringen, Gletscherlehm empfängt.

Nördlich vom Hvítárvatn streckt sich das Hrútafell als ein riesiges, steiles Vorgebirge vom Langjökull hinaus. Dieser Berg bildet ein besonderes Gletschermassiv, welches durch eine mit Gletscher bekleidete Einsenkung vom Langjökull getrennt wird. Die oberste Fläche des Hrútafell ist mit einer Firnplatte bedeckt, die sich auf die scharfen Ränder des Berges hinaus erstreckt und kleinere Gletscher durch einzelne steile Klüfte hinabschickt; in der östlichen Front kriecht ein ganz kleiner Gletscher an der Bergseite hinab, und von ihm fließt ein michweißer Bach nieder in die Fúlakvísl. Von der nordöstlichen Ecke des Hrútafell gehen drei steile Gletscher zum Flachlande hinab, die in der Entfernung wie gewaltige Wasserfälle in der Bergseite aussehen; sie haben sich vollständig den Terrain-

verhältnissen angepaßt und sind so regelmäßig wie geologische Modelle. Von der nordwestlichen Ecke des Berges geht der größte von den Gletschern des Hrútafell zum Flachlande hinab auf große Haufen alter Moränen, welche wahrscheinlich von alten Gletschern herstammen, die das Tal hinter dem Hrútafell ausgefüllt haben. Die niedrigen Rücken, welche der Eisdecke des Hrútafell mit dem Langjökull verbinden, sind zum großen Teil von Gletschern bedeckt, aus denen schneefreie Rücken und Felsspitzen heraussteheh; hier wird hinter dem Hrútafell ein Tal gebildet, wo der südlichste von den Zuflüssen der Fúlakvísl entspringt. Das Tal ist beinahe von Vegetation entblößt; man sieht nur einige einzelne Pflanzen, die auf den Schutt- und Lehmflächen, die von den vielen Gletscherbächen umgebildet werden, ein kümmerliches Dasein fristen. Außerhalb der Talmündung liegt das mittelste, sog. Thjófafell; darauf folgt das dritte, isolierte Thjófafell (Fagrahlíð), und nördlich von diesem beginnt eine lange Reihe von Randbergen, die sich vom Gletscherrande nach außen erstrecken. Hinab in das Tal hinter dem Hrútafell gehen vom Langjökull ein paar kleinere Gletscher, und nördlich von der Mündung desselben beginnt ein großer Gletscherbogen, der sich hinter den beiden nördlichen Thjófafell zu einer steilen Bergseite mit zwei Wasserfällen hinauf erstreckt. Von diesem Gletscher, der große Moränen führt, entspringt der mittelste Zufluß der Fulakvísl, während der nördlichste Fluß von einem kleineren Gletscher nördlich von der Bergseite mit den Wasserfällen entspringt. Nördlich von diesem geht der Rand des Langjökull in einem großen Bogen auf die nördlichsten Randberge hinaus. Es befinden sich also hier an den sog. Thjófadalir vier Gletscher, die von Hrútafell herabkommen, und wenigstens fünf vom Langjökull; keiner dieser Gletscher hat einen besonderen Namen. Dieser Gletscherwelt machte ich 1888 einen flüchtigen Besuch; vorher war sie ganz unbekannt gewesen.

Im Jahre 1815 verirrte sich E. Henderson auf einer Gebirgsreise nach dem nördlichen Ende des Langjökull und fand u. a. an dem Jökull eine grasbewachsene Ebene, die den Namen Jökulvellir erhielt. Eine nähere Untersuchung wurde durch einen Nebel verhindert, in den die Reisenden plötzlich eingehüllt wurden [1]). Die Gegenden am nordwestlichen Rande des Langjökull waren so gut wie gänzlich unbekannt, als ich im Sommer 1898 dort hinauf kam. Die nördlichste Spitze des Langjökull liegt flach auf Grundbergen aus Tuff und Breccie, die hier und da von Dolerit bedeckt sind. Die Firngrenze liegt hier ungefähr 1100 m ü. M., während die Einsenkung zwischen Langjökull und Lyklafell 920 m hoch liegt. Von dem Ende des Jökull erstreckt sich ein breites wellenförmiges Hochland nach dem Stórisandur hin, und dicht am Jökull erhebt sich das Lyklafell, eine gesonderte Bergmasse von bedeutendem Umfang mit vielen kleinen Berggipfeln rund herum. Die Firnmasse des Langjökull reicht nicht ganz bis auf das nördliche Ende der Grundberge hinaus, und diese senken sich terrassenförmig gegen das Hochland hinab. Die Terrassen scheinen durch Senkungen hervorgebracht zu sein; die Berge sind einmal in der Vorzeit bei starken Erderschütterungen von mehreren parallelen Spalten zerklüftet worden; diese Bewegungen haben sicherlich mit Vulkanausbrüchen in Verbindung gestanden, denn oben auf den Terrassen findet sich alte Lava. Eine dieser Spalten erstreckt sich am Rande des Jökull entlang nach der Kraterreihe, aus der das Hallmundarhraun stammt; dieser große Lavastrom begrenzt den Jökull nach NW und füllt den ganzen Raum zwischen ihm und den Eiríksjökull. Südlich von den Kratern gehen drei kleinere Gletscher von den Firnflächen nieder und zwischen ihnen finden sich mehrere verstreute Schneehaufen in einer Höhe von 900 m. Der Langjökull neigt sich darauf nieder zum Jökull-Winkel am Flosaskard. Ein großer Gletscher geht in das Flosaskard im S des nördlichen Sees hinab, er

[1]) Iceland Bd. II, S. 200—202.

erhielt den Namen Flosajökull; von ihm fließen mehrere Gletscherbäche in den See. Nördlich vom Flosaskard befinden sich fünf Felsspitzen im Rande des Langjökull und zwischen ihnen vier kleine Gletscher; oberhalb ist hier eine hohe und breite Firnkuppel oben auf dem Hauptjökull, aber nördlich davon eine breite Einsenkung, durch welche ein sehr großer und breiter Gletscher zum Flachlande hinabgeht, er erhielt den Namen Thristapajökull. Der Rand dieses Gletschers der von einer langen, zum Teil schneebedeckten Moräne begrenzt wird, liegt 628 m ü. M. und erstreckt sich ganz hinab auf das Lavafeld; lange Seitenmoränen gehen zu beiden Seiten hoch auf den Jökull hinauf. Der ganze Horizont wird gegen O und S von den gewölbten Firnflächen des Langjökull begrenzt, die ungefähr 1400 m hoch sind; dort oben ist kein dunkler Fleck zu sehen mit Ausnahme einer fernen, kleinen Bergspitze, die Bláfell heißt. Die Schneelinie liegt hier in ungefähr 1000 m Höhe. Im August 1899 ging F. W. Howell mit zwei anderen Engländern quer über den Balljökull hinunter zu den Thjófadalir, aber er hat, soviel ich weiß, nur eine briefliche Notiz[1]) über diese Reise geschrieben. Auf dem Hochlande nordwestlich vom Langjökull fanden sich im Juli 1898 einzelne Schneehaufen, besonders an geschützten Stellen, so am Saudafell 500 m ü. M. und am Arnarvatn 565 m. Die Gletscherflüsse, die vom Langjökull entspringen, sind, worauf schon Sveinn Pálsson hingewiesen hat, im Verhältnis zu der Größe des Jökull ungewöhnlich wenige; vielleicht wird ein Teil des Wassers von den großen, nahegelegenen Lavaströmen und Sandflächen aufgesaugt und die Seen auf der Arnarvatnsheidi erhalten wahrscheinlich Zuflüsse von dem Jökull. Die Gletscherflüsse, die vom Langjökull entspringen, sind nur Geitá, Hvítá, Fúlakvísl und Farid, einer von den Nebenflüssen des Tungufljót, der aus dem Hagavatn stammt.

Dicht nördlich von der nordwestlichen Ecke des Langjökull erhebt sich der isolierte **Eiríksjökull** zu einer Höhe von 1798 m; er ist von beinahe senkrechten Brecciefelsen umgeben. Der oberste, kuppelförmige Teil des Berges ist von einer blendendweißen Firnkappe bedeckt, die ein Areal von ungefähr 100 qkm hat; sie reicht jedoch nicht ganz bis zu den senkrechten Felsen hinab, die den Berg umgeben[2]). Die nordwestliche Ecke des Eiríksjökull ist niedriger als der Hauptberg. Der Bergabhang nieder zum Hallmundarhraun ist sehr steil, und eine eigentümlich geformte Spitze, Eiriksnýpa genannt, erhebt sich aus der Böschung. Ein kleiner Gletscher erstreckt sich hier aus dem Firn heraus, reicht aber nicht ganz bis zum Felsrand hinaus. Außerdem gehen von der Firnmasse des Berges fünf andere sehr steile Gletscher auf den Bergseiten abwärts. Von diesen ist der mittelste der größte, er geht durch eine Schlucht nach NO hinab und hat eine große Moräne hinuntergeführt, die sich als ein mächtiger Schuttrücken auf das Hochland darunter hinauserstreckt; dieser Gletscher erhielt den Namen Klofajökull. Westlich von diesem finden sich zwei eigentümlich geformte Gletscherfälle, jeder mit zwei Armen; sie wurden Eystri-Brækur und Vestri-Brækur getauft. Diese beiden Gletscher haben eine Neigung von 20—30° und sind von einer Menge tiefer Spalten zerrissen; ihre Enden reichen ungefähr bis zu 722 m ü. M. hinab. Der Klofajökull wird von drei Gletschern gebildet, der größte geht in der Mitte hinunter und hat ganz oben eine Neigung von 25°, ganz unten von 10°; Aus Seitenschluchten aber gehen zwei andere, noch steilere Gletscher nieder; sie verschmelzen in eins mit dem Hauptgletscher, der sich weit hinunter auf die von ihm selbst erbaute Moräne erstreckt. Das Gletscherende liegt 606 m ü. M., und bis zu ihm hinauf hat die Moräne eine Dicke von 77 m, muß aber im ganzen beinahe doppelt so mächtig sein; sie ist aus Gletschergeschiebe und eisgescheuerten Felsblöcken zusammengesetzt, hat eine Neigung von 22° und zu oberst eine Menge gipfelförmige Höhen mit dazwischenliegenden

[1]) Geogr. Journal, London 1899, XIV, S. 441.
[2]) Der Eiríksjökull ist mehreremal bestiegen worden u. a. von Ch. C. Clifford 1865 und A. Heusler 1895.

tiefen Wasserpfützen. Mehrere Gletscherbäche strömen vom Gletscherende über die Moräne hernieder, der größte in der Mitte, aber mehrere ausgetrocknete Bachbetten beweisen, daß bei starkem Eisschmelzen viel mehr Wasser dort fließt, als damals, da ich den Ort besuchte (den 17. Juli 1898). Diese Gletscherbäche verschwinden ebenso wie andere kleinere Wasserläufe von den Gletschern des Eiríksjökull in der Lava, wo ein Teil des Gletscherlehms zu Boden fällt und in den Vertiefungen der Lava kleine Lehmflächen bildet. Südöstlich vom Klofajökull gehen zwei kleine Gletscher längs der Ostseite des Eiríksjökull nieder; sie sind ebenfalls sehr steil, reichen aber nur bis zu einer Höhe von 816 m hinab. Auch die ihnen entstammenden Gletscherbäche verschwinden in der unterhalb liegenden Lava.

Der alte doleritische Vulkan **Ok** westlich vom Kaldidalur, der 1188 m hoch ist, trägt gleichfalls eine regelmäßige Firnkuppel, die ein Areal von 35 qkm hat und in der Ferne gewölbt erscheint wie eine Eierschale; eigentliche Gletscher finden sich, soweit bekannt, nicht, aber der Rand der Firndecke scheint sich in eine Menge gesonderte Schneehaufen aufzulösen, welche die Vertiefungen in der Lava ausfüllen, so daß der Berg unterhalb des Firns ganz fleckig ist. Der Berg Ok ist ein glazialer Kuppelvulkan mit 2° Neigung nach O und 8—10° nach SW. Der postglaziale Vulkan Skjaldbreid, der 1050 m hoch ist, hat dieselbe Kuppelform und ist gewöhnlich mit großen Schneeflecken übersät, wovon jedoch das meiste in einzelnen warmen Sommern fortschmilzt. Ich bestieg diesen Vulkan am 3. September 1883 und fand hier keine Gletscherbildung vor, nur war der Krater mit Firnschnee angefüllt, der höchst wahrscheinlich niemals schmilzt. Vordem ist Skjaldbreid von Sveinn Pálsson 1792 und Björn Gunnlaugsson 1833 bestiegen worden. Der nahe gelegene, 1163 m hohe Berg Hlödufell, welcher von steilen Breccie- und Tuffelsen umgeben ist, trägt stets auf dem obersten Teile seines abgeflachten Gipfels eine unbedeutende Schneedecke zur Schau, aber eigentliche Gletscher sind bisher auf diesem Gebirge nicht gefunden worden. An dem, in der Nähe befindlichen Berge Skrida sind gegen N Flecken von Firnschnee vorhanden.

An der nördlichen Seite von Skardsheidi (1137 m) beim Borgarfjördur findet sich in Vertiefungen unterhalb der höchsten Spitzen eine geringere Firnmasse in regelmäßig gebildete Kare (Kaldidalur und Hornsdalur) verteilt, auch trifft man hier einige Spuren von Gletscherbildung an, indem der unterste Rand der Firnhaufen aus Fransen von bläulichem Gletschereis besteht, und an einer Stelle erstreckt sich eine lange und schmale Gletscherzunge in eine Kluft hinab. Nach Eggert Olafssons Erklärung soll diese Firnmasse im 18. Jahrhundert[1]) entstanden sein; ohne Zweifel ist dieselbe bedeutenden Veränderungen unterworfen. In dem trocknen, warmen Sommer 1888 waren hier die Schneehaufen ungewöhnlich klein, auch konnte ich keine Spur von Gletscherbildung entdecken, wohingegen in dem feuchten Sommer 1890 die Firnmassen bedeutend zugenommen hatten, auch war die Gletscherbildung nicht ganz unerheblich.

Arnarfellsjökull (oder Hofsjökull) liegt in der Mitte von Island mit einem Areal von ungefähr 1350 qkm. Derselbe erhebt sich als eine ungeheuer große, gewölbte Schneemasse mitten auf dem flachen Hochland; die Höhe ist noch nicht gemessen, beträgt aber wahrscheinlicherweise gegen 1700 m; das Hochland um denselben ist 6—900 m hoch. An der westlichen Seite führt der Weg Kjalvegur über die Lavafelder zwischen Langjökull und Hofsjökull, an der östlichen Seite befindet sich der jetzt vorzugsweise benutzte Weg Sprengisandsvegur. Der südöstliche Teil des Arnarfell ist häufig von Reisenden besucht worden. Sartorius von Waltershausen beschreibt die Gletscher von Arnarfell hid mikla. Nach seiner Aussage ist dieses Gebirge von zwei Gletschern umspannt, deren größte Nei-

[1]) Reise gjennem Island Bd. I, S. 83. Vgl. Keilhack: Beiträge usw. S. 438. Th. Kjerulf: Bidrag til Islands geognostiske Fremstilling S. 45

gung 10° beträgt; der Rand ist von einer dreifachen Moränenreihe umgeben, deren äußerste ungefähr 100 m vom Gletscher entfernt ist[1]. Nach R. Bunsen[2] liegt der Gletscherrand in einer Höhe von 552 m ü. M. Nach I. C. Schythe besteht der Berg Arnarfell aus Tuff, auch beschreibt derselbe Reisende die Umgebungen dieser Gletscher ziemlich ausführlich. Er ritt über einen Arm des Gletschers, um die vielen schlammigen Flußarme zu vermeiden, welche auf dem Gletscher entspringen und sich in die Thjórsá[3] ergießen. Bei meinem Besuch in den Kerlingarfjöll im Sommer 1888 hatte ich eine gute Aussicht über den südwestlichen Teil dieses Gletschers, den sog. Blágnýpujökull, der seinen Namen von einem im Gletscherrand befindlichen Gebirge, Blágnýpa genannt, erhalten hat; dicht östlich von diesem Gebirge entspringt von einem Gletscher der Jökulkvísl, welcher unterhalb des Gletschers auf den lehmigen Sandflächen ein Netz von Gletscherbächen bildet. Ein anderer Gletscher geht auf der westlichen Seite des Blágnýpa nieder. Dicht südlich vom Hofsjökull liegen, obwohl vom Gletscher getrennt, die 1249 m hohen Liparitgebirge Kerlingarfjöll mit ihren vielen merkwürdigen Solfataren[4]. Zwischen diesen beiden Bergketten, von denen diese spitzzackigen Gebirge gebildet werden, finden sich in den Vertiefungen große Schnee- und Firnhaufen, die niemals auftauen und verschiedentliche Ansätze zu Gletscherbildungen aufweisen; diese Schneemassen befinden sich hauptsächlich auf der Höhe von 1000—1100 m ü. M.

Der nördliche, an hochgelegene Wüsten grenzende Rand des Hofsjökull war früher nicht von einem Gelehrten besucht worden, bis ich denselben 1896 untersuchte. Von der Bergspitze Laugahnúkur (1028 m) vermochte ich die nordöstliche Ecke des Firnfeldes gut zu übersehen, wo der Hofsjökull in einer steilen Felsspitze endet, auf welche sich der Firn erstreckt. Südöstlich von dieser Felsecke liegt eine kleine isolierte Bergspitze, Klakkur, und westlich von derselben geht ein Gletscher nieder, der gegen N von der erwähnten hohen Felsspitze begrenzt wird; hier entspringt ein Gletscherfluß, welcher der nördlichste Quellfluß der Thjórsá zu sein scheint. Westlich von der Spitze zieht sich eine Reihe von Gletschern zwischen die niedrigen Randgebirge hinab. Die schwach gewölbten Firnflächen sind hier ungefähr 1600 m hoch und setzen sich ohne nennenswerte Unebenheiten, so weit das Auge reicht, in südwestlicher Richtung fort. Zwischen der Felsspitze und einem abgerundeten Gebirge mit großen Schneeflecken, geht weiterhin östlich ein kleinerer Gletscher nieder, auf dem der Hnúkskvísl, ein Nebenfluß der östlichen Jökulsá, entspringt, darauf folgt ein anderer größerer Gletscher, dessen Rand von großen Moränen begrenzt wird; westlich von diesem zieht sich ein Bergrücken auf die Sande hinaus, während sich auf der anderen Seite desselben ein dritter Gletscher befindet, auf dem der wasserreichste Arm der östlichen Jökulsá entspringt. Noch westlicher erstreckt sich ein mit vielen Gipfeln versehener Gebirgszug, Illvidrahnúkar. Am nordöstlichen Rande des Hofsjökull ist das aus Sand und Lehm bestehende Hochland südlich vom Laugarhnúkur flach und dermaßen von Wasser durchdrungen, daß es eine einzige zusammenhängende Schlammasse bildet, die weder Menschen noch Tieren zugänglich ist. Längs der vielen verzweigten Wasserläufe, die sich südlich vom Laugarhnúkur vereinigen und in die Jökulsá ergießen, finden sich vereinzelte Mooseinfassungen, sonst ist hier keine Vegetation vorhanden. In dieser Gegend liegt der Gletscherrand des Hofsjökull ungefähr 910 m ü. M. Ich unternahm einen besonderen Ausflug nach dem westlichen Teile des nördlichen Gletscherrandes bei Illvidrahnúkar und hatte hier vom Ásbjarnarfell (1058 m) die beste Aussicht über diesen

[1] Sart. v. Waltershausen: Physisch-geographische Skizze von Island. Göttingen 1847, S. 20f.
[2] Auszug eines Schreibens vom Prof. R. Bunsen an I. I. Berzelius. Marburg 1846, S. 3
[3] I. C. Schythe: En Fjeldreise i Island 1840 (H. Kröyers Naturh. Tidskr. III, S. 349—60).
[4] Eine nähere Beschreibung dieser Gebirge habe ich veröffentlicht in Geogr. Tidskr. X, S. 19—22 und in „Das Ausland" 1889, 62. Jahrg., S. 161—64.

Teil des Gletschers. Die Illvidrahnúkar erstrecken sich über ein ziemlich großes Terrain und bilden keine zusammenhängende Kette, sondern liegen längs des Gletschers und auf dem, diesem zunächst nördlich befindlichen Hochlande als einzelne Spitzen und Gebirgsknoten verstreut, die sämtlich auf Tuff und Breccie aufgebaut sind. Von den Gletschern fließen hier und da milchweiße Gletscherflüsse zwischen den Gebirgsknoten hinab. Vom Ásbjarnarfell aus gesehen bildet der Hofsjökull eine schneeweiße Fläche ohne »Nunatakken« und erhebt sich im äußersten W zu einer etwas höheren Kuppel; der Rand ist dahingegen infolge der ungleichartigen Grundgebirge, deren Gipfel und Rücken stellenweise aus dem Eise hervorragen, unregelmäßig. Zwischen dem Ásbjarnarfell und dem kleinen Berge Sáta erstreckt sich ein breiter Gletscher auf die Sande nieder; in demselben entspringt die westliche Jökulsá in zwei Quellflüssen, von denen der östliche aus einem Gletschertor, dicht westlich vom Ásbjarnarfell hervorbricht. Westlich vom Sáta hat der Gletscher eine gleichmäßige Neigung abwärts nach den Sanden, aber südlich am Kjalvegur steigen die Randgebirge von neuem an. Oberhalb der Illvidrahnúkar bildet die geneigte Fläche des ganzen Firnfeldes eigentlich einen zusammenhängenden Gletscher, der durch die vielen, aus dem Eise hervorstehenden Rücken in eine Menge kleiner Gletscher zerstückelt wird, in welchen zahlreiche kleine, veränderliche Wasserläufe entspringen. Einer dieser kleineren Gletscher streckt sich abwärts in den Boden des Tales östlich vom Ásbjarnarfell, und ungefähr 7—8 ziemlich große Gletscher gehen vom Nordrand des Hauptgletschers hinter die Illvidrahnúkar nieder, jedoch sind sicher außerdem noch mehrere kleine Gletscher vorhanden. Der Gletscherrand befindet sich am Ásbjarnarfell 930 m ü. M., dahingegen ist der Rand des Hofsjökull bei den Quellen der Thjórsá und Blanda noch nicht näher gekannt. Mächtige Flüsse entspringen auf dem Arnarfells- oder Hofsjökull, so z. B. der längste und wasserreichste Fluß in Island, Thjórsá, ferner Blandá und Hjeradsvötn, vermittels der beiden Quellflüsse die östliche und westliche Jökulsá, sowie der früher erwähnte Jökulkvísl, einer der größten Nebenflüsse der Hvítá. Das nördlich vom Hofsjökull zunächst gelegene Hochland mit einer Höhe von 600—700 m ist im Sommer fast immer frei von Schnee, wohingegen weiter nördlich, in der Nähe der Eyjafjardar- und Skagafjardartäler, wo das Terrain bis zu einer Höhe von 800—1000 m steigt, zahlreiche Schneehaufen vorhanden sind; in Höhen über 900 m finden sich viele verstreute Firnhaufen, die selten oder niemals auftauen.

Im südlichsten Teile von Island erstreckt sich vom Hochlande aus eine breite Zunge, welche in der Nähe das Meeres, wo dieselbe ihre größte Höhe erreicht, von einer mächtigen, zusammenhängenden Firndecke, **Mýrdalsjökull** genannt, bedeckt ist. Die einzelnen Partien derselben tragen jedoch besondere Namen; so heißt der westliche hohe Gipfel Eyjafjallajökull, der nördlichste Teil Godalandsjökull, Merkurjökull und Botnjökull; auf der Südseite finden sich Sólheimajökull und der eigentliche Mýrdalsjökull. Diese gesamte Gletschermasse ruht auf einer Unterlage aus Tuff, Breccien und Konglomeraten und ist besonders durch die großen, unter der Eisdecke verborgenen Vulkane bekannt geworden, welche sich bisweilen durch heftige Ausbrüche und Überschwemmungen bemerkbar machen und daher für die Bewohner der Umgegend sehr verhängnisvoll gewesen sind. Der westlichste und höchste Teil dieser zusammenhängenden Gletschermassen, Eyjafjallajökull oder Hájökull, besteht aus einem stumpfen Kegel, der gegen O ziemlich steil nach dem sog. Lágjökull abfällt, der nach Sveinn Pálssons Bericht so niedrig ist, daß die Bauern oft ihre Schafe über denselben nach Godalönd auf der anderen Seite treiben. Der 1705 m hohe Eyjafjallajökull ist ein alter Vulkan, der zweimal in historischer Zeit, 1612 und 1821, Ausbrüche gehabt hat. Nach Sveinn Pálsson, der am 16. August 1793 den Gletscher bestieg, ist der Hauptkrater eingestürzt und mit Eis angefüllt, während drei oder

vier Tuffelsen, auf denen das Eis nicht Fuß fassen konnte, als Ecken des vulkanischen Bechers emporragen[1]). Steile Tuffgebirge bilden die Basis des Vulkans, und unterhalb derselben erstreckt sich eine sandige und sumpfige Niederung bis zum Meere. Auf der Nordseite des Vulkans, gerade gegenüber von Barkarstadir ziehen sich zwei Gletscher fast bis zum flachen Lande (ca 200 m ü. M.) hinab; von einem derselben, dem östlichen, fließt der Fluß Steinholtsá, von dem westlichen die Jökulsá zum Markarfljót nieder. Das unterste Ende des östlichen Gletschers wendet sich ein wenig nach W, der westliche ist von einer Vertiefung, die sich aufwärts zum eisgefüllten Krater des Vulkans erstreckt, herabgeglitten. Während der Eruption 1821 schmolz dieser Gletscher und zerbrach; die großen Eisstücke wurden auf die Sande westlich von Steinsholt hinabgeführt, wo sie erst zwei Jahre später schmolzen und große Löcher hinterließen[2]). Etwas westlicher zieht sich vom Gletscher bis zur Mitte der Randgebirge eine breite, verzweigte Gletscherfranse hinab. Die Firngrenze liegt ungefähr 700—800 m ü. M. In Godaland finden sich zwei Gletscher, zwei andere in Thórsmörk, von denen der eine lang ist und die Krossá zum Markarfljót hinabsendet; in letzterem soll ein See vorhanden sein, der aufgedämmt, seine Dämme durchbricht, infolgedessen große Gletscherläufe durch Krossá entstehen. Gegen SO zieht sich vom Eyjafjallajökull ebenfalls ein Gletscher auf der Grenze zwischen dem eigentlichen gletschergedeckten Vulkangipfel und dem östlicheren, niedrigeren Gletscher nördlich von Sólheimar hinab; in diesem Gletscher entspringt der Fluß Kaldaklofsá, und wahrscheinlich entspringen die Gletscherflüsse Írá und Holltsá ebenfalls auf kleineren Gletschern, die ich aber nicht gesehen habe. Von der Vertiefung zwischen dem eigentlichen Eyjafjallajökull und dem Mýrdalsjökull geht der lange Sólheimajökull nieder, in welchem der reißende Fluß Fúlilœkur oder Jökulsá á Sólheimasandi entspringt.

Sólheimajökull geht in das Flachland östlich von den Skógafjöll hinab, wo sein Ende nur eine Höhe von ca 50 m ü. M. besitzt. Am vordersten Rande des Gletschers ragt ein kleiner Bergknoten, Jökulhöfud, hervor, der jetzt mit Moränenschutt bedeckt ist; ungefähr 100 m unterhalb des Gletscherrandes liegen unregelmäßige niedrige Moränen; ca 1860 ging der Gletscher bis auf diese hinaus, so daß der Jökulhöfud unter dem Eise verschwunden war; später ist der Gletscher etwas zurückgegangen. Derselbe hatte sich um das Jahr 1783 bei weitem mehr zurückgezogen, und die Jökulsá floß damals direkt aus einer Kluft, die sich jetzt viel höher zwischen dem Skógafjöll und dem Gletscher befindet; später hat der Gletscher beim Vorrücken mit seinem vordersten Teile die Kluft verstopft, so daß sich der Hauptarm der Jökulsá durch Rinnen unter dem Eise den Weg bahnen muß und jetzt aus einem Gletschertor im äußersten W des Gletscherrandes hervorströmt. Als Arni Magnusson im Jahre 1703 den Gletscher beschrieb, waren die Verhältnisse ungefähr dieselben wie jetzt, demnach muß der Gletscher im Zeitraum von 1703—83 bedeutend zurückgegangen sein: später ist derselbe gewachsen und hat sich dann seit 1860 wieder zurückgezogen. Kleinere Gletscherläufe, von diesem Gletscher ausgehend, sind häufige Erscheinungen. Das Wasser wird in der erwähnten Kluft aufgedämmt, bis dasselbe die Eisbarriere sprengt und hervorstürzt, wobei es Eisstücke und Geröll zum Meere hinabträgt. Unter normalen Verhältnissen führt die reißende Jökulsá auch häufig Eisstücke mit sich, die den Reisenden, welche den Strom passieren, gefährlich werden können. Die unterhalb des Gletschers befindlichen Sande sind früher besprochen. Ich besuchte im Sommer 1893 den Sólheimajökull. Der Name Fúlilœkur (Stinkfluß), der häufig anstatt des gewöhnlichen

[1]) Sveinn Pálsson: De islandske Isbjœrge S. 16. Eyjafjallajökull ist ebenfalls von Ferd. Vetter beschrieben worden, der ihn zu besteigen versuchte. »Der Eyjafjallajökull« im Jahrb. des Schw. Alp-Clubs XXIII, 1887, S. 221—46.

[2]) Safn til sögu Islands II, S. 555.

Namens Jökulsá á Sólheimasandi angewendet wird, schreibt sich von starken Schwefelwasserstoff Geruch her, der dem Flusse eigen ist. Über die Ursache dieses Gestanks weiß man nichts Genaues, vielleicht sind Solfataren unter dem Eise vorhanden. Mehrere Gletscherflüsse haben diesen Geruch an sich, und zuweilen schlägt von den Gletschern ein durchdringender Schwefelwasserstoffgeruch nieder, der in Island unter dem Namen »Jöklafýla« bekannt ist. Im Südlande kann derselbe vom Winde nach entfernten Gegenden geführt werden.

Der eigentliche Mýrdalsjökull grenzt gegen SO, O und N an Sandwüsten und verstreute kleine Gebirge, aber gegen SW an die Ansiedlung Mýrdalur, wo er auf 700—800 m hohen Randgebirgen ruht, welche die Ansiedlungen gegen Invasion der Gletscher beschützen. Mehrere kleine Gletscher ziehen sich jedoch abwärts in die Täler nördlich von Mýrdalur, und von denselben gehen Flüsse nieder durch die Ansiedlung. Westlich von Fell läuft der Fluß Klifandi nieder durch eine tiefe Kluft, in welche sich der Gletscher hinabzieht, auf dem der Fluß entspringt. Die Hafursá wird von zwei Gletscherflüssen gebildet, von denen ein jeder in der entsprechenden Gletscherzunge entspringt. Der Múlakvísl fließt von zwei kleinen Gletschern oberhalb Höfdabrekku-afrétt nieder, und etwas östlicher zieht sich ein kleiner Gletscher bei den Huldufjöll quer nach dem Kötlujökull nahe bei den Quellen vom Sandvatn hinab. Die Firngrenze auf dem Mýrdalsjökull befindet sich 600 m ü. M., also ungefähr 300 m tiefer als früher angenommen war. Der eigentümlichste von den Gletschern des Mýrdalsjökull ist der Kötlujökull, den ich 1893 während meines Aufenthalts am Berge Hafursey auf Mýrdalssandur untersuchte, da ich von hier leicht Ausflüge nach dem naheliegenden Gletscher unternehmen konnte; auch hatte ich vom Gipfel des Berges eine ausgezeichnete Aussicht über die südöstliche Ecke des Mýrdalsjökull. Die mächtigen Schneeflächen des Gletschers erstrecken sich mit einzelnen wellenförmigen Erhebungen, soweit das Auge reicht, gegen N. Nordwestlich von Hafursey ist hoch oben auf dem Gletscher eine Vertiefung zwischen den beiden höchsten Firnkuppeln sichtbar, von hier aus erstreckt sich der große Katlagletscher abwärts nach den Sanden. Zu oberst im Firnbecken dieses Gletschers liegt der Vulkan Katla unter dem Eise. Hier befindet sich die Firngrenze ebenfalls ca 600 m ü. M., jedoch schiebt sich der Katlagletscher bedeutend weiter abwärts, so daß der Rand derselben hinter Hafursey nur 205 m ü. M. liegt. Dieser große, 8 km lange Gletscher besitzt zu unterst eine Breite von 6 km und umfaßt ein Areal von 35 qkm; derselbe ist in der Vertiefung zwischen den oben erwähnten Firnkuppeln verhältnismäßig schmal, da die Unterlage ein Tal zwischen zwei kleineren Nunatakken zu beiden Seiten bildet. Auf der westlichen Seite befinden sich oben im Gletscher die sog. Huldufjöll, steile Gebirgsabhänge, welche gegen S von dem kleinen, vorhin erwähnten Quergletscher begrenzt werden. Wo die beiden Gletscher zusammenstoßen, befinden sich auf dem Eise große Moränen. In diesem Winkel entspringt der wasserreiche Fluß Sandvatn, und der Katlagletscher ist hier von Spalten und tiefen Abgründen zerklüftet. Derselbe breitet sich auf der Niederung zwischen den Huldufjöll und einigen kleinen, westlich vom Sandfell befindlichen Nunatakken als eine gewaltige, schildförmige Masse aus. Der unterste Gletscherrand ist schwarz von Schutt und Scorien, die weiter oben, wie gewöhnlich, in bogenförmigen Streifen parallel mit dem Gletscherrand geordnet sind. Der äußerste Gletscherrand endigt an den meisten Stellen mit 30—40 m hohen, völlig schwarzen Eismauern, an denen nur hier und da etwas Eis in Ritzen sichtbar ist, übrigens ist das Eis mit Schutt angefüllt; der Gletscher ist im Begriff vorzurücken, und außerhalb des Randes sind keine Moränen vorhanden. Das schmutzige Gletscherwasser quillt überall in kleinen, dunkelbraunen Fällen hervor, und unterhalb bilden sich viele kleine Bäche, von denen sich die meisten nordwestlich von Hafursey mit dem Sandvatn vereinigen. Hinter

Hafursey sind die ungeheuren Massen von Scorien und vulkanischer Asche zu sehen, welche sich bei Ausbrüchen der Katla aufhäufen können. Die Gletscherbäche haben seit dem Ausbruch der Katla im Jahre 1860 einen Teil der Scorienmassen vom Gletscherrand fortgeführt, so daß man von den Sanden bei Hafursey 20—30 m hohe, steile Abhänge hinuntersteigen muß, um zum Rande des Gletschers zu gelangen. Diese Abhänge zeigen die Dicke der beim Ausbruch 1860 ausgeworfenen Schutt- und Aschenmassen. Bei Eruptionen der Katla wird ein Teil des Gletschers durchbrochen, und gewaltige Wasserfluten überschwemmen mit Tausenden von schwimmenden Eisstücken die großen Sandstrecken; Blöcke, größer als Häuser, werden in das Meer hinausgeführt oder türmen sich auf den Sanden in langen Einzäunungen, hohen Rücken und Haufen auf, bis dieselben zerschmelzen, wodurch die Sande oft für lange Zeiten unfahrbar werden. Schuttmassen und Felsstücke werden über die Niederung verstreut oder in das Meer hinausgespült. Zwischen den Ausbrüchen haben die Gletscherflüsse Zeit gewonnen, einigermaßen stabile Flußbetten in die losen Sande zu graben, aber durch die Gletscherläufe wird das ganze Terrain verändert, alles alte verwischt, Vertiefungen werden ausgefüllt, und hinterher müssen sich die Flüsse neue Wege bahnen. Nach jedem Ausbruch bilden sich daher neue Flüsse an ganz anderen Stellen als vordem, und eine Zeitlang breiten dieselben ihre Arme über das Flachland aus, bis sich die mächtigsten Stromfurchen tief genug eingegraben haben; erst dann tritt für dieselben eine Zeit der Ruhe ein, bis eine neue Katastrophe hereinbricht. Auf der Karte von Björn Gunnlaugsson sind die Flußläufe dargestellt, wie dieselben nach dem Ausbruch 1823 existierten, jetzt sind dieselben jedoch völlig verändert. Die Gestalt des Múlakvísl ist sehr verschieden von der damaligen, und der Sandvatn hat eine völlig neue Form angenommen. Wahrscheinlicherweise haben sich jedoch die Gletscherflüsse von dem westlichen Winkel am Katlagletscher damals mit dem Múlakvísl vereinigt. Der in sehr alten Überlieferungen erwähnte Fluß Eyjará ist nicht mehr vorhanden, und der Nýjavatn oder Kötlukvísl, der beim Ausbruch 1823 gebildet wurde, ist längst verschwunden. Nächst der Hekla ist die Katla in historischer Zeit der tätigste Vulkan auf Island gewesen. Die große Kraterspalte liegt zwischen den Ausbrüchen unter den Gletschern verborgen und ist deshalb niemals gehörig untersucht worden, obwohl verschiedene Versuche zu dem Zwecke angestellt wurden. Eggert Olafsson und Bjarni Pálsson, die im August 1756 von N her zum Vulkan vorzudringen versuchten, wurden vom Unwetter zur Umkehr genötigt; der Pfarrer Ión Austmann, welcher 1823 nach einem stattgefundenen Ausbruch dorthin reiste, konnte die tiefe, schwarze Kluft sehen, aber sich derselben wegen großer Gletschersprünge nicht nähern. Der Engländer Watts erblickte an derselben Stelle im Jahre 1874 nur ein hufeisenförmiges, mit Gletschern angefülltes Tal. Die Katla hat in historischer Zeit zwölf Ausbrüche gehabt, von denen der erste ungefähr um das Jahr 900, der letzte im Jahre 1860 stattfand.

Von der Ostseite des Mýrdalsjökull gehen ebenfalls einige Gletscher nieder. So findet sich südlich vom Sandfell ein kleiner Gletscher, der von dem Kötlujökull durch eine Reihe von Nunatakken getrennt ist; nördlich vom Sandfell, zwischen demselben und Merkigil streckt sich ein bedeutend größerer Gletscher, mit einem Areal von ca 12 qkm zum Tieflande hinab. Hier entspringen zwei Gletscherflüsse, ein jeder auf der entsprechenden Seite des Sandfell, welche nach ihrer Vereinigung unten auf den Sanden den Namen Leirá führen. Die verzweigten Klüfte Merkigil, in denen der Jökulkvísl entspringt, befinden sich in einer Gruppe unregelmäßiger Tuffgebirge im Rande des Gletschers, und nördlich von dieser Gebirgsgruppe erstreckt sich außerdem ein breiter Gletscher hoch oben vom Öldufell bis auf die unregelmäßig terrassenförmigen Höhenzüge hinab, die hier vom Gletscher auslaufen; dieser Gletscher umfaßt ein bedeutendes Areal, wahrscheinlich ungefähr 20 qkm;

das von demselben herabfließende Wasser wird hauptsächlich vom Jökulkvísl aufgenommen. Der ganze nördliche Rand des Mýrdalsjökull ist von einem gewaltigen Gletscher bedeckt, der mit seinem bogenförmigen Rand den Hauptjökull in seiner ganzen Ausdehnung zwischen Öldufell und Emstrur begrenzt. Der Gletscherrand, welcher durch den mitgeführten Schutt und Sand eine sehr dunkle Farbe erhalten hat, befindet sich ungefähr 700 m ü. M. Dieser große Gletscher der mit einer gleichmäßigen Neigung in die Firnflächen des Hochjökull übergeht, scheint nur von schwacher Beweglichkeit zu sein. Die Firngrenze konnte nicht bestimmt werden, liegt aber wahrscheinlicherweise 1100 m ü. M. Parallel mit dem Gletscherrand laufen eine Menge bogenförmige Geschiebestreifen bis weit auf den Gletscher hinauf. Westlich von Godaland ragen mehrere schneefreie Gebirge aus dem Eise hervor, worauf der Gletscher gegen W in der Höhe abnimmt, wo eine Vertiefung die östliche Gletschermasse vom Eyjafjallajökull trennt.

Nördlich vom Mýrdalsjökull und östlich von der Hekla findet sich eine gletscherbekleidete Gebirgsgruppe, **Torfajökull** genannt, die ein Areal von ca 100 qkm einnimmt. Der Torfajökull hat mit anderen isländischen Gletschern keine Ähnlichkeit, die gewöhnlich aus großen Firnkuppeln bestehen und sich über hochliegende Plateaus ausbreiten, wo nur äußerst wenige oder gar keine Spitzen von der Unterlage durch das Eis emporragen. Die Unterlage des Torfajökull besteht aus steilen unregelmäßigen Liparitgebirgen, die durch tiefe Täler und Klüfte in kleine Partien mit unzähligen Rücken und Spitzen zerstückelt werden. Die höchstgelegenen Täler und Klüfte sind von Firnmassen ausgefüllt, welche größere und kleinere, durch hellrote und gelbe Liparitrücken getrennte Gletscherpartien bilden. Infolge dieser Eigentümlichkeit zeichnet sich der Torfajökull von allen anderen isländischen Gletschern aus, von denen er sich sowohl durch seine Form als auch durch Farbe unterscheidet; die Randgebirge der Gletscher und die aufrecht stehenden Spitzen bestehen sonst aus dunkler Breccie und Basalt, hier aber sind die hellen Farben vorherrschend. Die Farbentöne der hellroten und gelben Felsen und der weißen und graulichen Schneehaufen und Firnmassen schmelzen ineinander, so daß die Konturen ausgewischt werden, während die Schneehaufen der Basalt- und Brecciegebirge sich grell von dem dunklen Hintergrund abheben. Ähnliche Verhältnisse kommen sonst nur bei den Kerlingarfjöll vor, wenngleich in viel geringerem Maße. Die höchsten Rücken des Torfajökull erreichen ungefähr eine Höhe von 1200 m und auf der Ostseite bei Hitalaug befindet sich die Firngrenze ungefähr 950 m ü. M., jedoch reichen stellenweise große Schneehaufen an beschützten Orten auch tiefer hinab. Eigentliche größere Gletscher sind noch nicht bekannt, auch ist der Torfajökull bisher nicht hinlänglich untersucht worden, jedoch entspringen am Rande der Firnhaufen viele Gletscherbäche mit milchweißem Wasser, welche verschiedene Richtungen verfolgen und sich mit den Flüssen Hólmsá, Skaptá, Markarfljót und Tungná vereinigen. Der größte von den Flüssen, welche in dem eigentlichen Torfajökull entspringen, ist der Námskvísl, der sich gegen N in die Tungná ergießt. Warme Quellen, sowohl Schwefelquellen als auch alkalische Quellen sind in großer Anzahl in den Randgebirgen und den hochgelegenen Tälern vorhanden, zuweilen sind dieselben unter großen Schneehaufen verborgen, wo infolge der Wärme Öffnungen entstehen, aus welchen die Dampfsäulen emporsteigen. Vielfach sind auch die Liparitfelsen umgebildet und verblaßt durch alte, jetzt versiegte Quellen und Fumarolen. Auf beiden Seiten finden sich eigentümliche Liparit-Lavaströme, deren Oberfläche mit Bimstein und Obsidian gedeckt ist.

Die Hekla (1557 m) ist nicht von einem eigentlichen Gletscher bedeckt, aber auf dem Gipfel derselben sind stets große Schneehaufen vorhanden; gegen NW sind in den Vertiefungen des Lavastroms am Gebirgsabhang große, von unzähligen Spalten durchfurchte Firnhaufen sichtbar. Auf der nördlichen Seite des Markarfljót erhebt sich nördlich vom

Eyjafjallajökull eine mit spitzen Zacken versehene Gebirgsmasse, der **Tindfjallajökull** (1580 m). In den Vertiefungen zwischen den Bergspitzen sind beträchtliche Firnmassen vorhanden, von denen zwei Gletscher gegen NW auslaufen. Auf diesen Gletschern entspringen zwei Gletscherbäche, Valá und Blesá, welche sich in den Fluß Rangá ergießen. Die ca 25 qkm große Firnmulde des Tindfjallajökull mit ihren emporragenden Gebirgsrücken und spitzen Gipfeln verliehen diesem Gebirge große Ähnlichkeit mit den Gletschergebirgen der Alpen.

Keins von den Gebirgen zwischen dem Vatnajökull und dem Mýrdalsjökull im Vestur-Skaptafell-Distrikt, reicht über die Schneegrenze hinaus, wenngleich hier stellenweise viele und große stationäre Schneehaufen vorhanden sind, die in der Regel im Sommer nicht auftauen. Namentlich kommen derartige Schneehaufen vielfach in den Gebirgen um den Torfajökull vor; in den Grœnufjöll, Skœlingar und Fögrufjöll, sowie in den Gebirgen auf Sidumannaafréttur fand ich im Sommer fast keinen Schnee, obwohl mehrere Spitzen 900 bis 1000 m hoch sind. Der Torfájökull scheint infolge seiner Lage und Höhe den Niederschlag an sich zu ziehen, was sich ebenfalls in den Umgebungen, obwohl diese tiefer liegen, bemerkbar macht, so daß Hunderte von beträchtlichen Schneehaufen von einem Jahr zum anderen liegen bleiben. In den Klüften und Vertiefungen des nördlichen Abhangs der Svartáhnúksfjöll liegen viele alte Firnhaufen ca 700 m ü. M., und an den Rändern desselben Gebirges sowie im Tindafell finden sich lange Firnflecken ca 800 m ü. M. So fand ich ebenfalls auf der Ebene bei Hitalaug überall an geschützten Stellen in einer Höhe von 600 m alte Schneehaufen, die aus mehreren Schneelagen, abwechselnd mit feinen Lagen von Ton und Palagonitstaub bestanden. Auf derselben Höhe fanden sich in Jökuldalir einige wenige verstreute Schneehaufen, dahingegen waren dieselben in großer Menge in den Gebirgsabhängen 50—100 m höher vorhanden. In den Bergen bei der Niederung Fljótshverfi bleibt der Schnee während des Sommers nicht liegen, nur fand ich verstreute Schneeflecken 900—1000 m hoch im Gebirgszug Björn; Súlutindar und Bunki, ja, sogar Grœnafjall im Vatnajökull waren frei von Schnee.

Vatnajökull. Diese ausgedehnte Firnmasse, welche ein Areal von 8500 qkm bedeckt[1]), hat große Ähnlichkeit mit den Eisdecken der Polarländer. Die Schneefelder des Vatnajökull erreichen eine Höhe von 1400—2000 m, der höchste vermessene Punkt, der Öræfajökull, ist nach der neuesten trigonometrischen Messung 2119 m hoch. Der einzige Reisende, welcher eine Wanderung über den Vatnajökull vorgenommen hat, der Engländer W. L. Watts, gibt in seiner Reisebeschreibung[2]) doch nur sehr ungenügende Auskunft über das Innere dieses Firnfeldes. Während der ganzen Reise hatte er mit Schneestürmen zu kämpfen, und die Reisenden fanden fast niemals Gelegenheit um sich zu schauen. Sie stießen ungefähr in der Mitte des Gletschers auf einen Nunatak, den sie »Mount Paul« tauften, der nach Watts aus Obsidian mit teilweise sphärolitischer Struktur bestehen soll. Die Höhe der Gletscheroberfläche schwankt im Innern von 1300—1900 m. Die Gletscherkuppeln östlich vom Vonarskard scheinen nach meinen, im Jahre 1884 vorgenommenen Messungen gegen 1900 m hoch zu sein; darauf wird der Gletscher gegen O niedriger, bis er bei den Kverkfjöll wieder ansteigt. Der Vatnajökull besitzt mehrere Vulkane, von denen die meisten jedoch noch unbekannt sind. Man hat mehrmals im 19. Jahrhundert von diesen Eisfeldern Rauchsäulen aufsteigen sehen, ohne jedoch die Ausbruchsstellen mit Sicherheit angeben zu können. So haben im Vatnajökull auf unbekannten Stellen im 19. Jahrhundert

[1]) Die Areale sind alle auf B. Gunnlaugssons und meiner Karte ausgemessen. Die Aufnahmen des dänischen Generalstabs auf der Südkarte 1903/04 scheinen darauf hinzuweisen, daß der Vatnajökull etwas kleiner ist.

[2]) W. L. Watts: Across the Vatnajökull, London 1876.

Ausbrüche stattgefunden in den Jahren 1862, 1867, 1873 und 1883. B. Gunnlaugsson sah auf seiner Reise durch das Odádahraun 1839 eine Rauchsäule vom Gletscher hinter Kistufell aufsteigen, auch glaubt Sveinn Pálsson, daß hier in der Nähe im Jahre 1774 ein Ausbruch stattgefunden hat; im Jahre 1794 erblickten ebenfalls einige Reisende daß sich in dieser Gegend eine dicke Rauchsäule vom Gletscher erhob. Während der meisten Ausbrüche im Vatnajökull ist der Skeidarárjökull auf der Südseite sehr unruhig gewesen, hat Gletscherläufe gehabt, und die Sande sind überschwemmt worden.

Der Südrand des Vatnajökull ist zum Teil seit langer Zeit bekannt gewesen, da der Jökull hier sich bewohnten Gegenden nähert und die Berichte verschiedener Reisenden etliche Notizen über diese Gletscher enthalten, die jedoch am ausführlichsten von Sveinn Pálsson beschrieben und untersucht wurden. Als ich 1884 meine Untersuchungen in diesen Gegenden begann, waren die anderen Teile des Gletscherrandes gegen N, W und O so gut wie unbekannt, und so viel man weiß, waren bedeutende Strecken noch nie von einem Menschen besucht worden. Der Nordrand wurde von mir 1884 untersucht, der Westrand 1889, der Südrand 1893 und 1894, in demselben Jahre auch der nordöstliche Teil. Die westliche Seite des Vatnajökull wird von einem mächtigen Gletscher gebildet, dessen Rand sich in einem großen von den Gebirgen südlich vom Vonarskard bis zu den Quellen der Núpsvötn erstreckt und demnach eine Länge von 75 km besitzt. Der Rand des Gletschers berührt die obersten Gebirge der vielen Tuffketten, welche sich vom Gletscher abwärts über das Hochland hinziehen. Der Gletscher steigt allmählich gegen die inneren Firnflächen des Vatnajökull an; derselbe ist sehr unrein und von großen Schlammassen, Schutt und Felsstücken bedeckt, auch erstrecken sich stellenweise Moränenstreifen 15—20 km auf den Gletscher hinauf. Die ganze westliche Seite des Vatnajökull wird als ein Ganzes mit dem Namen Skaptárjökull oder Sidujökull bezeichnet. Südlich vom Vonarskard zeigt sich im Gletscherrande eine Felsenreihe, und etwas weiter südlich ragen zwei spitze Gebirge, die Kerlingar, aus dem Gletschereis empor. Unterhalb des Gletscherrandes sind hier eine Menge niedrigere Tuffgebirge durch sanderfüllte Vertiefungen, die sich bis zu den Quellen der Tungná hinziehen, in mehrere Partien geteilt. Am Gletscherrande, wo die Tungná entspringt, findet sich eine kleine, flache Geröllebene, die von den Quellflüssen der Tungná durchstömt ist, von denen der nördlichste aus einem Gletschertor unter hohen Eisfelsen entspringt. Hier befindet sich in der Nähe des Gletschers eine niedrige Moräne, die aus unregelmäßig angeordneten Schotterhügeln besteht; zwischen derselben und dem Gletscherrande sind mehrere kleine Seen und Wasserpfützen mit milchweißem Wasser vorhanden. Der Gletscherrand befindet sich hier ungefähr 650 m ü. M. Südlich von den Quellen der Tungná ziehen sich zwei Gebirgszüge bis zum Rande des Gletschers hinauf, und zwischen denselben erstreckt sich ein sehr langer und schmaler See (Langisjór), der ebenfalls Gletscherwasser enthält und gegen O von den Eisfelsen der Gletscher begrenzt ist. Südlich von diesen Gebirgszügen ist das Hochland auf eine längere Strecke nach SO beinahe flach und mit Lava bedeckt, die von dem Ausbruch des Laki 1783 herrührt. Ich untersuchte den Rand des Skaptárjökull, nördlich vom Langisjór 1889, aber erst 1893 besuchte ich die Gegend südlich von diesem See, bei welcher Gelegenheit ich die Quellen der Flüsse Skaptá und Hverfisfljót entdeckte. Die Skaptá entspringt von dem Gletscher in vielen Armen, welche sich auf den unterhalb befindlichen Schotterflächen verzweigen. Einer der wasserreichsten Arme entspringt im Winkel bei den Fögrufjöll, wo sich dieselben aufwärts in den Gletscherrand erstrecken; sonst quillt das trübe Wasser überall aus der Kante des Gletschers hervor, die hier sehr schmutzig, fast schwarz von Blöcken, Schutt und Sand ist. In einigem Abstand erstreckt sich eine Moräne mit spitzen Schutthügeln in der Richtung des Gletscherrandes. An den Quellen des Hverfisfljót wird der Rand des Skaptár-

jökull durch 100—150 m hohe, senkrechte Eisfelsen, die von Lehm und Schutt durchknetet und völlig schwarz sind, abgeschnitten, und von der Kante des Gletschers stürzen unzählige kleine Gletscherbäche hinab, die im Eise verzweigte Tälchen und Erosionsrinnen gebildet haben, so daß die Eisfelsen wie Miniaturausgaben der Basaltgebirge des Westlandes aussehen. Das Eis ist in Lagen geteilt, die schwarz von Schutt sind, und die Erosion tut das ihrige, indem sie denselben Gesetzen folgt und dieselbe Wirkung hervorbringt. Aus Sprüngen, Klüften und Rinnen sprudeln unzählige trübe, braune, fast schwarze Bäche von Gletscherwasser hervor, die sich sämtlich in den Hverfisfljót ergießen, der mit starker Strömung und hohen Wellen dem Gletscherrande folgt und von diesen kleinen Bächen einen erheblichen Zuwachs erhält. Die Oberfläche des Gletschers ist oberhalb der Kante mit Tausenden von schwarzen mit Schutt bekleideten Eispyramiden bedeckt, große Blöcke liegen umhergestreut und dunkle Schottergürtel sind viele Kilometer innerhalb des Gletscherrandes parallel mit demselben geordnet. Längs des Gletscherrandes oder vielmehr in dessen äußerstem Saume ist eine Reihe 30—40 m hoher Moränen vorhanden; der Gletscher scheint im Begriff zu sein, sich etwas zurückzuziehen. Als wir am Flusse entlang ritten, schlug uns ein durchdringender Geruch von Schwefelwasserstoff entgegen, demnach befinden sich vermutlich Solfataren unter dem Gletscher. Eine kleine Felsspitze im Gletscherrande, von welcher die Kraterreihe des Laki ausläuft, bildet hier die Wasserscheide zwischen den Flüssen Skaptá und Hverfisfljót. Der Rand des Skaptárjökull ist im nördlichsten Punkte am Vonarskard ca 900 m ü. M. hoch, und ungefähr dieselbe Höhe erreicht er oberhalb Fljótshverfi bei Björn, während der vorspringende Bogen auf der Mitte bedeutend niedriger ist; demnach besitzt der Gletscherrand an den Quellen der Tungná eine Höhe von 650 m ü. M., bei denen der Skaptá 635 m und bei den Quellen des Hverfisfljót 655 m Höhe. An den Bogen, welche der Schutt der Oberfläche bildet, und die eine gewaltige Spannweite besitzen, ist die Bewegung der Gletschermasse abwärts zu erkennen; an den Moränen ist ersichtlich, daß sich der Gletscher gegenwärtig, wenngleich ganz unbedeutend, zurückzieht. Da sich die oberste Grenze des Gletschers nach den Firnflächen zu nicht mit Sicherheit bestimmen läßt, kann auch das Areal nicht genau angegeben werden, jedoch scheint es kaum weniger als 500—600 qkm einzuschließen. Daß eine so umfangreiche zusammenhängende Eismasse, ohne sich zu teilen, auf das Hochland hinabgleiten konnte, hat seinen Grund darin, daß die vielen Unebenheiten und Hügelreihen des Hochlandes zu geringfügig sind, um einer so gewaltigen Masse tatsächlichen Widerstand zu leisten. Auf der westlichen Seite des Vatnajökull scheint die Firngrenze ungefähr 1000 m ü. M. zu liegen.

Im Winkel zwischen den beiden Gletschern Skaptárjökull und Skeidarárjökull erhebt sich aus dem Eise ein großes Tuffgebirge, der Grœnafjall; unterhalb des Berges hat sich das Gletscherwasser zu einem ziemlich bedeutenden See, dem Grœnavatn, angesammelt, der auf allen Seiten vom Eise umgeben ist; vielleicht hängt der Name mit dem grünlichen Schimmer, den die umgebenden Eisfelsen dem Wasser verleihen, zusammen. Auf beiden Seiten des Grœnafjall strecken sich große Gletscher in den See hinab, der mit schwimmenden Eisstücken angefüllt ist. In älteren isländischen Schriften werden häufig vulkanische Ausbrüche bei Grimsvötn erwähnt, welcher Name vielleicht mit Grœnavatn identisch ist, faktisch haben hier, in der Nähe von Hágöngur, mehrmals vulkanische Ausbrüche von Kratern unter dem Eise, zuletzt im Sommer 1903 stattgefunden.

Der Skeidarárjökull ist der größte Gletscher auf der Südseite des Vatnajökull; derselbe ist ungefähr 20 km lang und an der schmalsten Stelle zwischen Súlutindar und Fœrines 7½ km breit, erweitert sich aber gleich darauf zu einer Breite von 15—20 km, so daß der bogenförmige Rand ungefähr 27 km lang ist. Der Skeidarárjökull ist als eine

ungeheure zusammenhängende Eismasse mit einem Areal von beinahe 200 qkm von den Gebirgen auf die Sande hinabgeglitten. Hier entspringen zwei große Gletscherflüsse, die Núpsvötn mit den Nebenflüssen Súla gegen W und Skeidará gegen O. Der halbkreisförmige Rand des Gletschers ist sehr unrein und zerspalten, dessen niedrigster Teil befindet sich ca 90 m ü. M. Allmählich steigt der Gletscher nach innen zu, anscheinend in viel höherem Grade als die Unterlage, so daß Helland seine Mächtigkeit auf 314 m anschlägt. Vor demselben befanden sich bei Hellands Besuch 1881 zwei Endmoränen, die eine unmittelbar vor dem Gletscher, die andere einige Kilometer weiter draußen. Otto Torell erwähnt 1857 vier Moränen. Der Gletscher führt ungeheure Massen von Sand und Schutt mit sich, so daß sein vorderster Rand oft fast schwarz ist. Der Skeidarárjökull ist häufigen und erheblichen Veränderungen unterworfen; heftige Gletscherläufe kommen oft vor, welche meistens auf die eine oder andere Weise mit Ausbrüchen im Vatnajökull zusammenhängen, aber wie es sich damit verhält, ist noch unaufgeklärt. Um das Jahr 1857 soll der Abstand des Gletschers von der Gebirgswand nördlich von Lómagnúpur nur 113 m betragen haben, aber 1881 war der Abstand wenigstens bis zu 750 m vergrößert. Im Winter 1880/81 zog sich der Gletscher um 188 m zurück und büßte durch Abschmelzen so viel von seiner Mächtigkeit ein, daß dieselbe um 63 m verringert wurde. Im Jahre 1880 kam auf der Skeidarársandur ein bis dahin unbekannter Fluß zum Vorschein, der so große Wassermassen besaß, daß er für Pferde nicht zu passieren war, 1881 war derselbe ganz unbedeutend. Ehe der Gletschersturz 1784 stattfand, war der Skeidarárjökull nach Sveinn Pálsson so hoch, daß die vorderste Ecke des Lómagnúpur von dem ziemlich hohen Gebirge bei Skaptafellssel aus nur als ein kleiner Felsen erschien, aber 1794 war die obere Hälfte desselben Gebirges über dem Gletscher von dem Gehöft selbst, das viel tiefer liegt, zu sehen. Im Jahre 1793 hatte sich der Gletscher etwa um 125 m von den Moränen zurückgezogen. Der Skeidarárjökull ist wegen seiner häufigen großen Gletscherläufe bekannt, von denen die bedeutendsten wohl meistens mit vulkanischen Ausbrüchen oben im Hauptjökull in Verbindung stehen, während die kleinen wohl meistens von aufgestautem Wasser im eigentlichen Gletscher herrühren. Sveinn Pálsson ist der Ansicht, daß die häufigen »regelrechten« Gletscherläufe in den Núpsvötn und Súla meistenteils abwechselnd mit den Läufen der Skeidará eintreten, dergestalt, daß, beim Anschwellen des einen, der andere vielleicht ein Minimum seines Wachstums aufweist, und umgekehrt. Bei den großen, durch vulkanische Einflüsse hervorgerufenen Gletscherläufen, treten auf dem gesamten Gletscher, also sowohl in den Núpsvötn als auch in der Skeidará gleichzeitig Läufe ein. Zuweilen können auch die Núpsvötn große Überschwemmungen anrichten, ohne daß die Skeidará beteiligt ist, wenn nämlich die südwestliche Ecke des Gletschers, wo Súlá entspringt, vorwärts gleitet, bis dieselbe auf Lómagnúpur stößt, wodurch Núpsvötn und Súla zu einem See aufgestaut werden und, sobald dieser seine Dämme durchbricht, große Überschwemmungen hervorrufen. Im Altertum scheint die Skeidará mitten auf der Skeidarársandur zum Meere geströmt zu sein, aber allmählich ihren Lauf verändert zu haben, so daß sie jetzt in die Lagunen außerhalb Öræfi mündet.

Die vulkanischen Ausbrüche, welche die großen Gletscherläufe des Skeidarárjökull veranlassen, rühren aller Wahrscheinlichkeit nach von einem Vulkan her, der in der Nähe von Grœnafjall und Hágöngur unter dem Eise verborgen ist, und hier scheint sich die früher erwähnte Ausbruchsstelle Grimsvötn zu finden. Ausbrüche von den Grimsvötn, die wohl meistens mit Gletscherläufen des Skeidarárjökull in Verbindung stehen, werden in den Jahren 1598, 1685 und 1716 erwähnt, auch stammen sicher die Ausbrüche, welche dem eigentlichen Skeidarárjökull zugeschrieben werden, von der nämlichen Stelle her. Im Jahre 1681 sollen im Skeidarárjökull Ausbrüche stattgefunden haben, sowie 1725 nördlich von diesem Gletscher »mit

Feuer und Wasserstürzen, unter Donnern und Krachen«. Auf derselben Stelle wurden 1727 gleichzeitig mit einem Ausbruch des Öræfajökull vulkanische Bewegungen wahrgenommen. Einige Leute, die auf der Reise über die unterhalb des Gletschers befindlichen Sande begriffen waren, erzählten Eggert Olafsson, daß sich die Gletscher hoben und senkten wie die Wellen des Meeres und sich hin und her bewegten. Zu gleicher Zeit entsprangen hier und da in der Grundlage des Gletschers, bald auf der einen, bald auf der anderen Stelle unzählige große und kleine Flüsse. Die Zuschauer erwarteten den Tod, blieben aber unversehrt auf einer Sandbank, da sich der Gletscher bis auf einige Faden innerhalb seiner Grenzen hielt. Im Jahre 1774 hatte der Vatnajökull einen Ausbruch und Skeidarársandur wurde überschwemmt. Der Ausbruch soll in der Nähe des Flusses Súla stattgefunden und fünf Wochen und drei Tage gedauert haben; die Skeidará blieb 17 Wochen lang trocken. Am 8. April 1784 brach der Skeidarárjökull auseinander und hatte einen Gletschersturz mit großen Wasserstürzen und vielen Eisblöcken, welche von den Flüssen Súla und Núpsvötn hinabgeführt wurden, so daß aller Verkehr über die Sande lange Zeit hindurch aufhörte. Ferner fand ein Gletscherlauf 1787 statt und im Jahre 1814, als E. Henderson diese Gegend besuchte, waren auf den Sanden die Überreste der Eisstücke noch nicht geschmolzen, sondern bildeten 30—50 Fuß hohe Eishügel mit Schuttdecken; diese Eishügel waren 1814 3/4 englische Meilen vom Gletscherrande entfernt, und zwischen diesem und den Hügeln befanden sich andere niedrige Anhöhen, die von einem Gletscherlauf aus den Jahren 1812 herrührten. Über Gletscherläufe vom Skeidarárjökull liegen Berichte von den Jahren 1819, 1838, 1852, 1862, 1867, 1873, 1883, 1892, 1897, 1899 und 1903 vor. Im März 1883 wurde die ganze Skeidarársandur überschwemmt, daß man am 21. März auf dem Wege vom Sandfell in Öræfi bis zum Lómagnúpur (35 km) nur zwei Schotterrücken aus den Wassermassen hervorragen sah, und am 22. März erblickte man eine hohe Rauchsäule, die an derselben Stelle vom Vatnajökull aufstieg. Der Gletscherlauf von 1892 war einer der größten, und ich sammelte im darauffolgenden Jahre während meines Aufenthalts in diesen Gegenden einige Berichte über denselben. Er begann am 12. März 1892, als man auf den obersten Gehöften in Öræfi bemerkte, daß der Fluß Skeidará anschwoll und gleichzeitig sich ein abscheulicher Schwefelgestank über die Ansiedlung verbreitete, der bereits am folgenden Tage vom Winde bis nach Reykjavík geführt wurde. Erst am 13. März begann der eigentliche Gletscherlauf und ganz Skeidarársandur (800—900 qkm) wurde von einer Wasserflut überschwemmt, die gegen O bis hinauf zur Ansiedlung in Öræfi drang und gegen W an Núpsstadur vorüber zur Mündung des Flusses Djúpá strömte, also eine Breite von 40—50 km besaß. In der nächsten Nacht vernahm man vom Gletscher her ein furchtbares Getöse, Donnern und Krachen, der nächste Berg Skaptafell erbebte wie bei einer Erderschütterung und am 14. morgens waren die Sande völlig bedeckt mit Gletscherstücken des geborstenen Gletschers, und besonders an den beiden großen Gletscherflüssen waren die Eisstücke dicht zusammengepackt. An der Skeidará hatte sich ein Gürtel von zusammengeschraubten Eismassen mit einer Breite von 7—8 km gebildet, der bis zum Meere hinabreichte (25 bis 30 km); die Eisstücke waren zum großen Teil 15—20 m hoch. Der Eisgürtel war so schwarz von Sand, Schutt- und Felsstücken, daß er einem Lavastrom glich. Ein ähnlicher Eisgürtel erstreckte sich vom Gletscher am Núpsvötn entlang bis in die Nähe von Maríubakki in Fljótshverfi (20 km). Gleichzeitig veränderte sich das Flußbett der Skeidará; vor dem Gletscherlauf strömte der Fluß aus einem Winkel an der östlichen Ecke des Gletschers, floß dann westlich vom Gehöft Skaptafell und längs des Gletscherrandes eine kurze Strecke in westlicher Richtung, bog dann nach O und teilte sich auf den Sanden in viele Arme; jetzt brach die Skeidará ungefähr $7\frac{1}{2}$ km westlicher aus dem Gletscher hervor, zer-

spaltete große Schutthügel und bahnte sich ungeteilt einen Weg zum Meere. Anfänglich war der Strom unpassierbar, bald aber verzweigte er sich von neuem. Der Gletscherlauf brachte einen großen Einschnitt im Gletscherrand hervor, jedoch können unmöglich alle Eismassen, welche sich über die Sande verteilten, von demselben herrühren, vielmehr ist es anzunehmen, daß sie aus dem Innern des Gletschers durch die Flußrinne, die sich weit hinein unter den Gletscher erstreckt, hervorbrachen, zugleich stürzte die Decke der Rinne ein, wodurch der Stromkanal verstopft wurde und der Fluß sich einen anderen Ausweg suchen mußte. Gleichzeitig veränderten Núpsvötn und Súla ihre Läufe und letzterer durchbrach einen alten Schuttrücken. Weniger bedeutend war der Gletscherlauf vom Jahre 1897, der am 13. Januar begann und aus der Mitte des Gletschers hervorbrach; die von demselben herrührenden Eismassen bildeten einen 5—6 km breiten und 25 km langen Rücken vom Gletscher bis zum Meere, die Höhe der Eisstücke betrug 20—25 m. Der Gletscherlauf von 1899 war verhältnismäßig unbedeutend und bahnte sich einen Weg abwärts durch Súla und Núpsvötn. Der Gletscherlauf vom Jahre 1903 gehört zu den größeren. Das Flußbett der Skeidará hatte während des Frühjahrs und der letzten Hälfte des Winters trocken gelegen, wie es stets vor dem Eintreten eines Gletscherlaufs zu geschehen pflegt. Am 25. Mai brach auch, wie erwartet, ein gewaltiger Gletscherlauf hervor, infolgedessen die ganze Landstrecke ein Chaos von 20 m hohen Eisblöcken bildete, auf welche sich bei neuen »Läufen« 5—10 m dicke Eisstücke türmten, so daß die Sande von einem 25—30 m dicken Eisfeld bedeckt waren. Eine Wasser- und Eisflut nach der anderen stürzte mit furchtbarer Gewalt hervor, besonders in der Nacht vom 28. zum 29. Mai, als eine mächtige Rauchsäule vom Vatnajökull nordwestlich vom Grœnafjall aufstieg. Aus den Gletscherspalten spritzte das Wasser in hohen Säulen hervor und auf den nördlichsten Gehöften in Öræfi erbebte der Erdboden dermaßen, daß die Fensterscheiben zersprangen und das Knallen bis zum Hornafjörður, 90 km weit gehört wurde. Der Ausbruch am Grœnafjall währte den ganzen Sommer hindurch und hatte im September 1903 noch nicht aufgehört. Die Asche richtete doch keinen weiteren Schaden an, da dieselbe vom Winde über die Schneefelder des Vatnajökull geführt wurde.

Der höchste Berg in Island, der Öræfajökull ist 2119 m hoch und läuft von den Schneefeldern des Vatnajökull, die hier etwas niedriger sind, als ein ungeheuer großes Vorgebirge aus; nach N setzt sich der Vatnajökull in einem breiten, gewölbten Gletscherrücken fort, dessen Firnflächen nach dem Breidamerkurjökull und Skeidarárjökull zu abfallen. Auf dem obersten, langgestreckten Rücken des Öræfajökull befinden sich einige schneefreie Gipfel, von denen der Hvannadalshnúkur auf der Mitte des Jökulls gegen W der höchste ist. Gegen S erhebt sich Knappur, ein steiler, sargförmiger, bedeutend niedriger Gipfel (1851 m), vom Eise; nordwestlich von Knappur findet sich noch eine Spitze, Raudikambur; diese beiden Gipfel bestehen größtenteils aus Liparit. Zwischen den aufrecht stehenden Spitzen ist nach Sveinn Pálsson eine breite Talfläche vorhanden, und derselbe hält diese Spitzen für die Ränder eines ungeheuren Kraters. Von den höchsten Kämmen des Öræfajökull erstrecken sich auf der östlichen Seite drei Felsenrücken abwärts nach dem Breidamerkurfjall, Airfjall und Kvískersmúli. Zum erstenmal wurde der Öræfajökull am 11. August 1794 bestiegen, als Sveinn Pálsson auf der Ostseite, vom Kvísker aus, den Knappur erstieg. Der Hvannadalahnúkur wurde erst am 19. Juli 1813 von Hans Frisak, später von F. W. Howell 1892 und Chr. Schierbeck 1899 bestiegen. Hauptsächlich ist der Öræfajökull aus Tuff und Breccie aufgebaut, jedoch spielt der Liparit im südöstlichen Teile des Berges eine wesentliche Rolle. Im südlichsten Teile befindet sich die Firngrenze ungefähr 1000—1100 m ü. M., an den Seiten geht sie tiefer, bis auf 900 m ü. M. hinab. Der auf dem Öræfajökull liegende Firn ist vielfach, namentlich um die emporragenden

Spitzen herum, von unzähligen Klüften zerspalten. Von den Firnflächen gehen acht große Gletscher nieder, drei nach O, drei nach W und zwei nach S, und diese erstrecken sich sämtlich durch die Klüfte und Vertiefungen der Randgebirge bis auf das Flachland hinab. Der nördlichste Gletscher des eigentlichen Öræfajökull, auf der westlichen Seite, ist der Svínafellsjökull, welcher nördlich vom Hvannadalshnúkur zwischen Svínafell und Hafrafell herabkommt, hat eine Länge von 9 km, 2 km Breite und Areal von ca 16 qkm, sein unterstes Ende liegt 98 m ü. M. Ein unterhalb dieses Gletschers befindlicher, großer Moränenhügel heißt Háalda; oberhalb desselben befand sich vor 30—40 Jahren eine mit Rasen bewachsene Fläche, Freysnes genannt, und nach alten Schriften lag an derselben Stelle im Altertum ein Gehöft desselben Namens, jetzt ist hier nichts als Schutt und Eis zu sehen. Vom Svínafellsjökull fließt die Svínafellsá mit großer Geschwindigkeit über Geröll und Felsblöcke zur Skeidará und wird wegen ihrer Wassermassen, der reißenden Strömung und der großen, glatten Rollsteine auf dem Boden des Flusses für einen sehr gefährlichen Strom angesehen. Otto Torell hielt sich im Sommer 1857 acht Tage am Svínafellsjökull auf und maß dessen Geschwindigkeit; derselbe bewegte sich im Laufe von sechs Tagen 2½ Elle vorwärts. Der nächste, auf der Westseite befindliche Gletscher ist der Virkisjökull (oder Falljökull) 5 km lang, 1—2 km breit, der bis zu 150 m ü. M. hinabgeht; derselbe erstreckt sich abwärts durch eine steile Kluft dicht nördlich vom Pfarrhof Sandfell, und von dem Gletscher ergießen sich drei reißende Ströme (Falljökulkvísl, Eystri-Virkisá und Vestri-Virkisá), die durch eine breite, fächerförmige, sehr grobkörnige Kiesstrecke zur Skeidará hinabfließen. Der letzte von den westlichen Gletschern, der Kotárjökull, 3 km lang, 1—2 km breit, streckt sich ungefähr bis zu 250 m ü. M. hinab. Derselbe geht durch steile Klüfte nördlich von Hof, zwischen diesem Gehöft und Sandfell nieder, und der auf dem Gletscher entspringende, reißende Strom Kotá strömt über eine breite Schuttkuppel, die sich fächerförmig unterhalb des Gletscherendes ausbreitet. Hier liegen Felsblöcke in Haufen und Rücken zusammengepackt und legen Zeugnis von gewaltigen, von diesem Gletscher herrührenden Gletscherläufen ab; einige der Schuttrücken werden noch »jöklar« genannt, wie Svartijökull, Grasjökull u. a. m., weil dieselben nach dem Gletschersturz mit Eis angefüllt waren, das aber jetzt schon längst geschmolzen ist.

Die beiden Gletscher, welche vom Öræfajökull nach S hinabgehen, Hólárjökull und Stígárjökull, erstrecken sich bis zu ca 90 m ü. M.; dieselben sind verhältnismäßig klein und schmal, gehen durch steile und tiefe Klüfte hinab und führen eine Menge liparitischen Bimsstein mit. S. Pálsson fand 1794, daß sich diese Gletscher im Laufe eines Jahres sehr verändert hatten. Auf der östlichen Seite des Öræfajökull zwischen Stadarfjall und Kvísker geht ein langgestreckter Gletscher nieder, Kvíárjökull genannt, 8½ km lang und 1½—2 km breit, dessen unterstes Ende von einer großen, 60—100 m hohen Moräne begrenzt wird, die jetzt schon seit langer Zeit vom Gletscher unberührt geblieben sein muß, denn an der auswendigen Seite ist dieselbe mit Rasen bedeckt. Am Ende der Moräne stürzen zwei kleine, aber sehr reißende Gletscherflüsse, Eystri-Kvía und Vestri-Kvía, hervor, von denen der östlichste für die Reisenden sehr gefährlich ist, indem er mit reißender Geschwindigkeit über große Rollsteinblöcke dahinbraust. An der südwestlichen Ecke des Gletschers ist in der Moräne eine Öffnung, aus welcher sich eine Schuttstrecke (Stórusteinar) fächerförmig nach dem Meere zu ausbreitet, große Felsblöcke, die wahrscheinlich durch einen gewaltigen Gletscherlauf hinabgeführt sind, liegen hier auf dem Geröll verstreut. Das Ende des Kvíárjökull befindet sich nur 1½ km vom Meere entfernt auf einer Höhe von ca 50 m ü. M. In Kvískersmúli geht eine schmale, kleine Gletscherzunge sehr steil durch eine Kluft nieder, die in der Entfernung genau einem Wasserfall gleicht. Nach einer kurzen Unterbrechung bei Kvísker (oder Tvísker) wird das Flachland wiederum von

Gletschern begrenzt, deren Enden eine Eiswand bilden, die mit dem Breidamerkurjökull zusammengeschmolzen ist. Zwei große Gletscher, die **Hrútárjöklar**, der östliche und westliche Hrútárjökull, gehen hier vom Öræfajökull zu beiden Seiten des kammartigen Airfjall nieder, der sich von einem Felsrücken erhebt, welcher bis zum Hvanndalshnúkur hinaufführt. Die beiden Gletscher, von denen der westlichste am schmalsten ist (1½ km), vereinigen sich unterhalb des Airfjall und erstrecken sich über die Sande bis zu 35 m ü. M. hinab. Der östliche Hrútárjökull hat eine Breite von 2½ km, beide vereinigt haben eine Breite von 5—6 km und ca 50 qkm Areal. Die Hrútárjöklar sind sehr uneben und auf der Oberfläche in unzählige Eisrücken zerklüftet. Im Jahre 1894 waren beide im Begriff vorzurücken und ihre Ränder gingen auf die Moränen hinaus. Hoch oben im Vatnajökull liegt der isolierte Berg Máfabyggdir, eine aus der Eisfläche hervorspringende Felswand ist gegen N von Gletschern bedeckt, aber gegen S frei von Eis. In einer Fortsetzung dieses Berges liegt der Breidamerkurfjall (700—900 m) unten am Tieflande, das eine bedeutende Ausdehnung und viele mit Rasen bewachsene Vertiefungen besitzt. Dieser Berg, welcher sich früher als ein Vorgebirge nach der Ebene zu erstreckte, ist jetzt vom Flachlande abgeschnitten, seitdem der östliche Hrútárjökull vorwärts geglitten ist und sich mit dem Breidamerkurjökull vereinigt hat. Wo sich jetzt der Gletscher befindet, lag früher unter den mit Buschwald bewachsenen Abhängen ein Gehöft, Fjall genannt, zu welchem im Altertum ausgedehnte Weiden gehört haben müssen, denn 1179 besaß die Kirche das Recht, auf dem zum Gehöft gehörigen Lande 160 Hammel weiden zu lassen. Noch um das Jahr 1700 gab es so gutes Weideland im Breidamerkurfjall, obwohl er schon damals von Gletschern eingeschlossen war, daß verirrte Schafe dort Zuflucht suchten und ein Jahr nach dem anderen hierselbst überwinterten. Damals war das Gehöft Fjall schon längst zerstört, aber noch 1695 waren am Rande des Gletschers einige Überreste der Gebäude und der zum Gehöft gehörigen Felder zu sehen. Vom Ende der großen Mittelmoränen zwischen dem östlichen Hrútárjökull und Breidamerkurjökull entspringen zwei Flüsse Fjallsá und Deildá, welche gewöhnlich getrennt sind, aber sich 1894 zu einem Strome mit mehreren Armen und Verzweigungen vereinigt hatten. In dem westlichen Hrútárjökull entspringt der Fluß Hrútá mit einer mittelgroßen Wassermasse; nach Sveinn Pálsson soll derselbe der wasserreichste Fluß nächst der Jökulsá in dieser Gegend gewesen sein, während er jetzt zu den kleineren Flüssen gehört; z. B. war die Wassermenge der Breidá 1894 wenigstens 2—3 mal so groß. Die vom Öræfajökull niedergehenden Gletscher führen weit weniger Schutt mit sich, weshalb sie in der Entfernung viel heller aussehen als die Gletscher des eigentlichen Vatnajökull; wahrscheinlich weil die ersteren von einem kleineren Firngebiet stammen.

Aus historischer Zeit sind vier Ausbrüche des Öræfajökull bekannt, die in den Jahren 1341, 1362, 1598 und 1727 stattfanden. Die Jahreszahl des großen Ausbruchs in der Mitte des 14. Jahrhunderts kann nicht mit Sicherheit angegeben werden, jedoch spricht vieles dafür, daß die Katastrophe im Jahre 1362 eintraf; einige Annalen geben das Jahr 1349 oder 1350 an. Nach den älteren Berichten und meinen eigenen Untersuchungen scheint es keinem Zweifel zu unterliegen, daß die Eruption im vordersten Teile des Öræfajökull, wahrscheinlich dicht nördlich von Knappur stattfand; die Eisdecke ist infolge der Wärme geschmolzen, so daß die Gletscher auf beiden Seiten vorrückten, begleitet von gewaltigen Wasserstürzen, die Eisstücke, Felsen und Schutt mit sich führten. Wie bereits mitgeteilt, wurden bei diesem Ausbruch durch den Gletschersturz 40 Gehöfte zerstört. Der Kvíárjökull lief in das Meer hinaus und gleichzeitig schmolzen die drei großen Gletscher auf der Westseite (Kotárjökull, Virkisjökull und Svínafellsjökull), so daß mächtige Wasserfluten mit schwimmenden Eisbergen das Tiefland überschwemmten, alle Gehöfte fortfegten und alles Leben vernichteten. Über die Eruptionen von den Jahren

1341 und 1598 sind nur unvollständige Berichte vorhanden, dahingegen hat man recht ausführliche Beschreibungen von dem Ausbruch im Jahre 1727. Derselbe begann am 3. August 1727 und setzte sich bis zum 25. Mai 1728 fort. Der Kotárjökull und Virkisjökull schmolzen und das Tiefland wurde von Wasser und Eisbergen überschwemmt, wozu sich Massen von Asche und Skorien gesellten, so daß die Ansiedlung Öræfi mehrere Jahre hindurch nicht zu bewohnen war. Als Eggert Olafsson 1765 durch Öræfi reiste, waren die Eishaufen bei Kotá noch nicht geschmolzen und das Flachland war hier auf einer 4 km breiten und 15 km langen Strecke mit Eisstücken, Felsen, Skorien und Asche bedeckt. Als Sveinn Pálsson 1794 diese Gegenden besuchte, war das Eis geschmolzen und nackte Schutthaufen, aus denen einzelne Büschel Elymus arenarius hervorguckten, bedeckten die Strecke.

Zwischen Skeidarárjökull und Öræfajökull gehen zwei große Gletscher von den Firnflächen des Vatnajökull nieder. Der östliche von diesen Gletschern, Skaptafellsjökull erstreckt sich abwärts zwischen Skaptafell und Hafrafell bis zu ca 100 m ü. M. und vereinigt sich unterhalb Hafrafell mit dem Svínafellsjökull. Skaptafellsjökull ist 14 km lang, $2\frac{1}{2}$—4 km breit und hat ein Areal von ca 40 qkm. Im Skaptafellsjökull entspringt die Skaptafellsá, eine der wasserreichsten Ströme in Öræfi, und in der südlichen Ecke des Gletschers entspringen die Flüßchen Neskvíslar. Zwischen dem Skaptafellsjökull und Skeidarárjökull erstreckt sich ein Gebirgsarm von den Grundgebirgen des Vatnajökull nach den Sanden zu. Durch eine Vertiefung in diesen Gebirgen geht der Morsárjökull zwischen Kristinartindar und Midfellstindar bis zu 160 m ü. M. nieder. Der Gletscher ist 6 km lang, 1—2 km breit und wird durch die Vereinigung dreier Gletscherarme gebildet, die an den steilen Gebirgsabhängen zwischen den dunklen Felsen großen Wasserfällen ähnlich sehen. Der Fluß Morsá, ein kurzer aber sehr wasserreicher Strom, entspringt von diesem Gletscher und ergießt sich an der Ecke des Jökulfell in die Skeidará.

Einer der größten und merkwürdigsten Gletscher dieser Gegenden ist der Breidamerkurjökull, welcher mit einem Areal von 200—300 qkm zum Teil wie ein 100—200 m dickes Eisschild unten auf dem flachen Lande liegt; derselbe ist über 20 km lang und zwischen Fell und Breidamerkurfjall ca 16 km breit, der Hauptstrom besitzt aber, wo er vom Vatnajökull herabkommt und sich zwischen Máfabyggdir (1450 m) und Esjufjöll (1300 m) hindurch zwängt, nur 6 km Breite; der gebogene Rand ist ungefähr 20 km lang. Das Gletscherende befand sich 1894 nur 9 m ü. M., aber nach Helland 1881 20 m ü. M.; der Gletscher hat sich jedoch in den letzten Jahren etwas zurückgezogen. Der Breidamerkurjökull ist seiner großen Veränderlichkeit wegen bekannt und hat in historischer Zeit größere Beweglichkeit gezeigt und ist tiefer vorgerückt als irgend ein isländischer Gletscher. Die Gletscher, welche an anderen Stellen vom Vatnajökull niedergehen, scheinen in der Hauptsache stationär zu sein, oder sie bewegen sich innerhalb enger Grenzen hin und her, wohingegen die Gletscher bei Breidamerkursandur und teilweise auch in Öræfi seit dem Altertum wesentlich zugenommen haben, wie es scheint, am meisten nach den großen Ausbrüchen im 14. Jahrhundert. Nähert man sich dem Gletscher von O her, so nimmt man von dem nächst gelegenen Gehöft, Reynivellir, aus wahr, daß der Breidamerkurjökull sich von der steilen Felsspitze Fellsfjall (800 m) aus wie ein gewaltiges, graulichweißes Schild erstreckt, über welches in der Ferne der Öræfajökull seinen riesigen, gezackten Kamm erhebt. Zwischen dem Rande des Gletschers und Reynivellir zieht sich eine nackte Lehm- und Sandfläche bis zum Meere hinab; die dunkelgraue Ebene sieht wie marmoriert aus, indem gelbliche Gletscherbäche weit und breit die Sande wie Adern durchziehen. Die östliche Ecke des Breidamerkurjökull stößt unmittelbar an den Fellsfjall in 150 m Höhe ü. M., und auf der Grenze zwischen diesem und dem Gletscher bricht der

Fluß Vedurá aus einem schwärzlichen Gletscher hervor. Ein wenig nördlicher zieht sich der Gletscher etwas zurück, wo längs des Fellsfjall ein Tal gebildet wird, Vedurárdalur genannt; dasselbe wird von einem höher gelegenen Tale fortgesetzt, das von zwei Gletschern vollständig gesperrt ist, von denen der westliche ein Arm des Breidamerkurjökull ist, während der östliche vom eigentlichen Vatnajökull im W von Thverártindsegg herabkommt und sich quer über den Fellsfjall erstreckt; auf den Boden dieses Tales geht ein dritter Gletscher nieder, der, wie es heißt, erst vor kurzem entstanden ist; zwischen diesem und dem Esjufjöll ist der Abstand gering. Zwischen Esjufjöll und Máfabyggdir befindet sich eine breite Vertiefung, durch welche der Hauptstrom des Breidamerkurjökull ins Tiefland hinabreicht. Die kahlen Strecken unterhalb Fellsfjall sind im 19. Jahrhundert großen Veränderungen unterworfen gewesen; von alters her lag hier bis zum Jahre 1869 ein großes Gehöft, Fell, mit ausgedehnten Wiesen und Weiden, welche die Gletscherflüsse völlig zerstört haben. In der Mitte des 18. Jahrhunderts galt Fell für den besten Landbesitz in Sudursveit, zum Gutsgehöft gehörten drei kleinere Gehöfte, die ebenfalls vor langer Zeit vom Gletscher zerstört wurden. Bis 1869 befand sich hier eine große alte Moräne, welche das Gehöft und die nächsten Felder beschützte und welche die Vedurá niemals zu durchbrechen vermochte. Im Frühjahr 1869 war der Breidamerkurjökull sehr unruhig und im Juni und Juli rückte die östlichste Spitze der Gletscher fast bis zur Küste vor, der Gletscherrand schob seine Moränen vor sich her, daß sich dieselben wie Lawinen vorwärts wälzten; dann lief der Gletscher auch auf die alten Moränen, welche Fell beschützten und die Flüsse Jökulsá und Vedurá brachen anfangs Juli durch eine Vertiefung nördlich von Fell zur Ebene hinab und überschwemmten in kurzer Zeit alles Weideland mit Schlamm und Schutt; anfänglich blieb das eigentliche Gehöft auf einer Insel inmitten der Fluten unbeschädigt, aber bald ging das Wasser auch über die Insel und bedeckte ebenfalls die Gebäude und die dazu gehörigen Felder mit Schutt; das Wasser drang unter das Erdreich, hob dasselbe in die Höhe, schälte es ab und führte es in Bündeln zusammengerollt fort, worauf alles ins Meer hinausgespült wurde; einige kleine Ruinen der Gebäude sind an der Vedurá noch zu sehen. In der östlichen Ecke des Breidamerkurjökull entspringen die Flüsse Eystri-Stemma und Vestri-Stemma sowie das Flüßchen Brennhólakvísl, das sich mit der Fellsá und Vedurá vereinigt; wo der Brennhólakvísl entspringt, war 1894 im Gletscher eine Erhöhung mit einer Menge Sprünge sichtbar. An dieser Stelle liegt unter dem Eise ein Felsknoten (Brennhólar), der bei dem Vorwärtsschreiten des Gletschers 1794 von demselben bedeckt wurde. Hier lag früher ein kleines Gehöft, das aber schon längst vom Gletscher zerstört ist. Am Schlusse des 18. Jahrhunderts existierte hier kein anderer Fluß als die Vedurá, die anderen haben sich seitdem gebildet. Zwischen Eystri-Stemma und Vestri-Stemma liegt der Gletscher dem Meere am nächsten; hier wird der Gletscherrand von einer Reihe von Moränen begrenzt, Fellshólar genannt, und zwischen diesen und den Schutthügeln befanden sich 1894 mehrere aufgestaute Gewässer mit milchweißem Gletscherwasser. Der kürzeste Abstand von den Moränen bis zum Strandwall betrug hier nur 213 m und weiter bis zur äußersten Gletscherspitze 43 m, demnach lag das Gletscherende am 31. Juli 1894 nur 256 m vom Meere entfernt, und der niedrigste Rand des Gletschers infolge eines von mir ausgeführten Nivellements nur 9 m ü. M. Später soll der Gletscherrand sich 2—300 m zurückgezogen haben. Ungefähr 2 km von Vestri-Stemma ergießt sich die berüchtigte Jökulsá á Breidamerkursandi ins Meer; der Lauf dieses Flusses ist sehr veränderlich, bald verteilt sich die Wassermasse über ein großes Areal, bald höhlt der Fluß, wie 1894, eine tiefe Rinne im Schutt aus und wird dann unpassierbar, so daß die Reisenden einen Umweg über den Gletscherrand selbst oberhalb des Flusses machen müssen, was wegen der vielen Spalten im Eise sehr beschwerlich sein kann. Im Jahre 1894 hatte das Flußbett

eine Breite von ca 1 km und war von steilen Schutterrassen begrenzt, jedoch war der Fluß in der Nähe seines Ausflusses aus dem Gletscher nur 150 m breit und füllte nicht das Flußbett aus, sondern hatte sich eine tiefe Rinne unter dem westlichen Ufer gegraben und stürzte sich brausend auf dem kürzesten Wege ins Meer hinab; damals betrug die Länge des Flusses nicht über $1\frac{1}{2}$ km. Die bräunlichgelbe Wassermasse sprudelt schäumend aus einem niedrigen Gletschertor hervor wie eine riesige, brodelnde Quelle, in welcher sich große schwarze Eisstücke umhertummeln, bis dieselben vom Strome ergriffen und ins Meer hinausgeführt werden. Das Wasser hatte eine Temperatur von 1° C. Das Gletscherende ist ganz schwarz von Lehm und Schutt und seine Oberfläche ist sehr uneben, in Kämme und Spitzen zerteilt. Ungefähr 2 km von der Jökulsá entfernt trafen wir auf ein anderes, ebenso großes Flußbett, das jetzt trocken lag, in welchem der Fluß 1892 strömte. In dem älteren Bette befanden sich viele Löcher und Gruben, die von geschmolzenen Eisstücken herrührten, die hier im Schutt sitzen geblieben waren. Die Sande unterhalb der Gletscherkante bestehen aus grobem Schutt und Rollsteinen von der Größe einer geballten Faust, unter denen sich zahlreiche Gabbrorollsteine befanden, welche von irgend einer unter dem Eise des Vatnajökull verborgenen Gabbromasse stammen. Der Breidamerkurjökull besteht eigentlich aus drei Gletschern. Der Hauptstrom geht, wie bereits früher erwähnt, zwischen Esjufjöll und Máfabyggdir nieder, aber nimmt von beiden Seiten Nebenströme auf, indem ein Eisstrom östlich von Esjufjöll und ein anderer westlich von Máfabyggdir sich mit dem Hauptstrom vereinigen. Zwischen dem mittelsten und dem westlichen Eisstrom zieht sich eine Moräne aufwärts nach Máfabyggdir zu; unterhalb dieser Moräne befindet sich im Gletscher eine Bucht, in welcher die Breiduvötn entspringen. Dahingegen scheint die Jökulsá an eine andere Mittelmoräne geknüpft zu sein, welche sich zum Esjufjöll hinauf erstreckt; demnach entspringen die größeren Flüsse auf den Grenzen zwischen den zusammengeschmolzenen Gletschern. In den letzten Jahrhunderten ist der Breidamerkurjökull bedeutend vorwärts gerückt; Eggert Olafsson berichtet 1754, daß das vorderste Ende des Gletschers 7 km vom Meere entfernt liegt, und sicherlich hat damals der Gletscher bereits eine gute Strecke seit dem Altertum zurückgelegt. Nach Sveinn Pálsson betrug der Abstand zwischen dem Gletscherende und dem Meere im Jahre 1794 ca 2 km, 1894 nur 256 m. Seit 1794 hat die Breidamerkursandur sich bedeutend verändert, damals lag westlich von der Breidá ausgedehntes Weideland, wo jetzt nur eine nackte Sandfläche vorhanden ist, wohingegen sich gegenwärtig in der Mitte der Sande, den sog. Nýgrædur, ein ansehnlicher Graswuchs findet, wo damals (1794) absolut kein Pflanzenwuchs existierte. Als E. Henderson 1814 diesen Gletscher besuchte, war derselbe im Begriff, vorzurücken; bei Hendersons Ankunft waren die Spuren einer Karawane, welche acht Tage vorher die Sande passiert hatten, vom Gletscher überschritten worden. Im Jahre 1852 war Breidamerkurjökull sehr unruhig, jedoch 1869 in viel höherem Grade, als Fell zerstört wurde. In der Gletscherbucht, wo jetzt die Breidá entspringt, lag früher ein Gehöft mit gleichem Namen, dessen Land jetzt unter dem Eise begraben ist; auf dem Gehöft befand sich im 14. Jahrhundert eine Kirche, deren Matrikel vom Jahre 1343 noch erhalten ist. Später wurde das Gehöft wieder unter dem Namen Breidamörk aufgebaut, und war noch 1650 bewohnt, wurde aber etwas später vom Gletscher völlig zerstört, etwas Weideland, das von den zum Gehöft gehörigen Ländereien übrig geblieben war, diente noch 1709 dem Vieh zur Weide, ist aber jetzt schon längst verschwunden, die Breidá hat die ganze Ebene in eine Wüste verwandelt, die von reißenden Flußarmen durchzogen ist.

Östlich vom Breidamerkurjökull beschützen steile Basaltgebirge die Ansiedlung, aber kleinere Gletscherarme des Vatnajökull treten doch in jedem Tale hervor. Der Fluß Fellsá bei Reynivellir entspringt in einem kleinen Gletscher, Fellsjökull ($2\frac{1}{2}$ km lang und 700

bis 800 m breit) der sich östlich vom Fellsfjall mit steilen Eisfelsen auf den Bergrand erstreckt und einen schmalen und steilen Gletscherarm in das Tal hinabsendet bis zu 450 m Höhe ü. M. So viel man weiß, hatte sich dieser Gletscher in den letzten 30 Jahren gar nicht verändert. Der Gletscherfluß Steinavötn entspringt in einem sehr schmalen Gletscher, dem Steinajökull, der sehr steil zum Boden des Kálfafellsdalur niedergeht, woselbst sein unterstes Ende sich wie ein länglicher Eisklecks im Talboden 200 m ü. M. ausbreitet. Der Fluß Stadará entspringt im Brókarjökull, der sich auf die Berge nördlich von Stadardalur erstreckt und von dem sich ein Arm im Gebirgsabhang zum Tale hinabzieht. Ein zweiter Gletscherarm, Hálsajökull, findet sich östlich vom Kálfafell. Östlich von Hestgerdismúli erhalten die Eismassen des Vatnajökull wiederum leichteren Zutritt zum Flachlande, so daß große Gletscher durch jedes Tal auf die Sande hinabgehen. Hier scheint der Vatnajökull keine oder wenige Nunatakken zu haben und die gleichmäßig wellenförmigen Firnflächen sind nur wenig höher als die Randgebirge, deren einzelne Gipfel eine Höhe von 1100—1300 m ü. M. erreichen. Die Gletscherreihe, welche zwischen Hestgerdismúli und Hornafjördur hinabgeht, wird mit dem gemeinsamen Namen Mýrajöklar bezeichnet, und ihr Rand liegt in 30—100 m Höhe ü. M. Die westlichsten Gletscher dieser Reihe, die beiden Heinabergsjöklar, werden vom Hafrafell in einen westlichen und östlichen Gletscher geteilt, die sich jedoch auf dem Flachlande unterhalb dieses Gebirges wieder vereinigen. Der westliche, 2—3½ km breite Heinabergsjökull erstreckt sich nach W bis Skálafellshnúta, während der östliche Gletscher (2½—3 km breit) gegen O vom Heinabergsfjöll begrenzt wird, dessen Fortsetzung nach N Ófœruhöfdi genannt wird. Westlich vom Bergrücken Heinabergsfjöll befindet sich ein Tal, das durch einen niedrigeren Höhenzug von dem östlichen Heinabergsjökull getrennt wird, dieser Gletscher erstreckt sich unterhalb der Mündung des Tales hinüber nach dem Heinabergsfjöll, wodurch häufig im Tale Wasser aufgestaut wird und ein See sich bildet, der Gletscherläufe in der Holmsá verursacht, sobald er den Eisdamm durchbricht; mehrere Löcher und schalenförmige Vertiefungen in den Sanden in der Nähe dieses Flusses rühren vom Schmelzen der Eisstücke nach Gletscherläufen her. Aus dem östlichsten dieser Gletscher strömen die Heinabergsvötn, sehr veränderliche Flüsse, die bisweilen ihren eigenen Lauf verfolgen, aber meistens sich mit Holmsá oder Kolgrima oder auch mit beiden Flüssen vereinigen. Der Rand dieser Gletscher ist von großen Moränen begrenzt und unterhalb befindet sich eine zusammenhängende Sand- und Kieswüste, die sich längs der unteren Flußläufe, durch das Weideland der Ansiedlung, bis zur Küste hinab verzweigt. Im westlichen Heinabergsjökull entspringt der wasserreiche Fluß Kolgrima, welcher sich in die Lagune Hestgerdislón ergießt. Zwischen dem Heinabergsfjöll und Fláfjall geht ein großer Gletscher nieder, Fláajökull, der sich schildförmig auf der Ebene ausbreitet. Im Jahre 1894 war der 8—9 km lange Rand dieses Gletschers voll von großen Spalten und die dazwischen liegenden Eiskämme und Rücken waren ganz mit Schlamm und Schutt bedeckt; der Gletscher hat eine Länge von ca 13 km und 4 km Breite. In der östlichen Ecke des Fláajökull entspringt die Djúpá, und ihr folgen der Reihe nach mehrere Gletscherbäche (Hleypilœkur, Holtalœkur u. a. m.), aber das meiste Wasser führt die reißende Holmsá (mit den Verzweigungen Landvatn) von der westlichen Ecke des Gletschers hinab. Oberhalb des Ausflusses der Holmsá ist im Gletscher eine Vertiefung von W nach O, woselbst wahrscheinlich die Rinne des Flusses unter dem Eise zusammengesunken ist. Im Sommer 1894 war der Gletscher im Vorrücken begriffen; in den Jahren 1882—94 ist derselbe dreimal vorgerückt und hat sich dreimal wieder zurückgezogen. Westlich vom Haukafell und östlich vom Fláfjall geht ein kleiner Gletscher in das Kolgrafartal nieder, von diesem strömt ein Fluß zur Djúpá hinab.

Drei bedeutende Gletscher gehen nach den Tälern des Hornafjördur nieder; hinter den Tälern ist der Vatnajökull verhältnismäßig niedrig, steigt aber westlich vom Vidbordsfjall an. Zwischen den beiden Strombetten der Hornafjord-Flüsse liegt ein isolierter, teilweise mit Rasen bewachsener Berg, Svínafell genannt. Zu diesem Berge läuft ein breiter Gletscherstrom vom Vatnajökull hinab und wird vom Svínafell in zwei Arme geteilt, dem Hoffellsjökull nach O, in welchem die östlichen Flußarme entspringen, und dem Svínafellsjökull gegen W, von dem die westlichen Flußarme ausgehen. Ein eisfreier Höhenzug (Gœsaheidi) trennt den Svínafellsjökull von einem dritten Gletscher, dem Vidbordsjökull, der sich am Vidbordsfjall entlang in dasselbe Tal hinabzieht; von diesem Gletscher läuft ein Gletscherflüßchen zu den westlichen Hornafjardarfljót hinunter. Die Hoffellsá entspringt in einem anderen östlicheren Gletscher, der zum Boden des Hoffellsdalur niedergeht; vor 1640 konnte man noch vom Boden dieses Tales zum Hochlande hinauf und über dieses hinweg zum Fljótsdalshjerad reiten, aber seitdem ist dieser Weg durch mehrere vorgerückte Gletscher versperrt, so daß man denselben nicht mehr benutzen kann.

Zwischen Hornafjördur und Lón zieht sich der Vatnajökull weiter von der Küste zurück und endigt gegen O in einer großartigen und wilden, fast noch unbekannten Alpenlandschaft mit zerrissenem Bergrücken, Gipfeln und Klüften, wo sich mannigfache Gletscherarme finden, über welche bisher jede Auskunft fehlt. Zwischen Hoffellsdalur und Skyndidalur erstreckt sich eine hohe Gebirgskette, deren Kämme immer mit Schnee bedeckt sind, ein sargförmiger Berg auf diesem Rücken heißt Godaborg. Auf den Boden des Skyndidalur strecken sich zwei Gletscher hinab, wo die Skyndidalsá entspringt. Oben auf der steilen Saudhamarstindur befindet sich eine mit Firnschnee angefüllte Vertiefung, von welcher einige kleine Gletscherzungen niedergehen. Die Firngrenze liegt hier ungefähr in einer Höhe von 950 m ü. M. Nördlich von der Saudhamarstindur streckt sich ein Gletscher vom Vatnajökull im Lambatungur hinab, wo die Lambatungnaá entspringt und zur Jökulsá fließt; etwas nördlicher zieht sich ein großer Gletscher, Axarfellsjökull, gerade gegenüber von Tröllakrókur zur tiefen Kluft der Jökulsá hinab, desgleichen ein anderer schmalerer Gletscher, der Sudurfjallsjökull, ferner geht ein vierter Gletscher zum Vesturdalur, südlich vom Geldingafell nieder, wo die Jökulsá i Lóni entspringt.

Nördlich vom Geldingafell biegt der Rand des Vatnajökull nach W um, und auf der ganzen Nordseite gehen gewaltige Gletscherströme, ohne auf größere Hindernisse zu stoßen, auf das flache Hochland nieder. Zwischen Geldingafell und Thjófahnúkar streckt sich ein großer Gletscher auf das Flachland hinab, der Eyjabakkajökull, mit einem Areal von ca 25 qkm und 5 km Länge. Der Gletscherrand befindet sich in einer Höhe von 672 m ü. M. und zieht sich auf eine wagerechte, teilweise mit Rasen bewachsene Ebene hinab. Die Jökulsá im Fljótstal entspringt in diesem Gletscher, aus dessen Rand ein kleines Basaltgebirge, Eyjafell, hervorguckt; dasselbe bildet die Wasserscheide zwischen den beiden Gruppen von Gletscherbächen, die dem Gletscherrand entströmen. Die Jökulsá breitet sich in unzähligen Armen über die Ebene aus, so daß aus dem Flachlande fast ein Sumpf wird; die Unterlage besteht überall aus Gletscherton, welcher an den meisten Stellen dermaßen von Wasser durchdrungen ist, daß derselbe einen undurchdringlichen Morast bildet. Die ganze Oberfläche ist mit einem üppigen Graswuchs bedeckt, aber es ist öfters vorgekommen, daß das Vieh, welches sich hier hinauswagte, im Sumpfe verschwand. Die ganze Fläche heißt Eyjabakkar, wonach der Gletscher seinen Namen erhalten hat. Im südlichsten Winkel am Gletscherrande entspringen die Hauptarme der Jökulsá; zuweilen werden einige von den Flußarmen aufgedämmt, so daß große Seen entstehen. In den Gletschern zu beiden Seiten der Bergreihe des Snæfell machte sich im Winter 1889/90 eine ungewöhnliche Bewegung bemerkbar, und noch heute sind am Gletscherrande deutlich die Zeichen von dem starken

Vorrücken des Eyjabakkajökull zu sehen. Der Gletscher wird von einer Reihe Moränen, spitzen Hügeln und Schuttrücken begrenzt, welche meistens 7—10 m hoch sind und zum Teil die Höhe von 20—25 m erreichen; außerhalb dieser liegen wiederum niedrigere Schuttrücken. Die Moränen bestehen hauptsächlich aus Schlamm und Geschiebe und sind inwendig mit Eis angefüllt, größere erratische Steinblöcke kommen seltener vor. Als der Gletscher 1889/90 vorrückte, zerquetschte er mit seiner gewaltigen Masse den Rasen, welcher die Ebene unterhalb bedeckte, so daß derselbe losgerissen, zusammengewickelt und mit den Moränen vermengt wurde. Die Schotterwälle sind voll von dicken Rasenstücken, die noch jetzt an der Außenseite mit Gras bewachsen sind, obwohl nur dünne Geschiebelagen dieselben von dem darunter liegenden Eise trennen. Außerhalb der Moränen ist das Erdreich durch den Druck in langen konzentrischen Wellen gehoben und, dem Gletscher zunächst, wie riesige Eierkuchen, mit Schutt und Schlamm gefüllt, aufgerollt worden; diese Wellen nehmen an Höhe ab und an Breite zu, je nachdem sie sich vom Gletscher entfernen; allmählich verschwinden dieselben ganz von der Ebene. Die Nähe des Gletschers scheint den Graswuchs in keiner Weise zu genieren, die Pflanzen sind hier ebenso gut entwickelt, wie weiter unten auf der sumpfigen Ebene; dicht am Rande des Gletschers, ja selbst in den Abhängen der Moränen, wo die Unterlage aus Eis besteht, watet man bis an die Knie in hohem, saftigem Grase. Durch die Moränen haben sich viele schlammige Gletscherbäche tiefe, verzweigte Flußbetten gegraben, die sehr schwierig zu passieren sind. Der Gletscher hat große Moränenmassen auf den Gebirgsknoten Eyjafell vorgeschoben. Der westliche Teil des Eyjabakkajökull schien im August 1894 im Begriff zu sein, vorwärts zu schreiten; die Moränen waren hier unter dem Gletscher verschwunden, und die Bewegung gab sich deutlich durch unausgesetztes Poltern und donnerähnliches Knallen zu erkennen, wenn sich große Stücke ablösten und krachend von den Eisfelsen niederstürzten. In den Tagen vom 18.—20. August lag mein Zeltplatz 3 km vom Rande des Gletschers entfernt, und Tag und Nacht konnten wir ungefähr jede Viertelstunde den Kanonendonner vom Gletscher hören, der von dem Brausen unzähliger Bäche und Wasserfälle begleitet wurde, die überall aus Klüften und Rissen im Gletscher hervorstürzten. Der Eyjabakkajökull geht vom Vatnajökull durch eine Vertiefung nieder, welche sich zwischen einem niedrigen Höhenrücken, einer Fortsetzung des Thjófahnúkar und einem anderen höheren, der sich vom Geldingafell mit mehreren eisgedeckten Knoten und Rücken aufwärts erstreckt, befindet. Zwischen dem Geldingafell und dem Eyjabakkajökull ist ebenfalls ein kleiner abgesonderter Gletscher vorhanden, in welchem der Bergkvísl entspringt.

Auf der westlichen Seite des Thjófahnúkar, zwischen diesen und den Kverkfjöll geht der **Brúarjökull** mit einem gewaltigen Bogen nieder, dessen vorderster Rand ungefähr 600 m ü. M. liegt. Die äußerste Spitze des Gletschers reicht jetzt bedeutend weiter hinunter, als auf der Karte angegeben ist. Der Brúarjökull hat eine ungeheure Ausdehnung und bedeckt ungefähr ein Areal von 500 km, derselbe ist verhältnismäßig niedrig und flach, mit geringer Neigung; sein vorderster Teil ist mit Schutt und Felsblöcken bedeckt, obwohl keine Gebirge aus den Firnflächen des obersten Gebiets hervorragen; wahrscheinlich kommt größtenteils das Geschiebe von unten herauf und rührt von der Unterlage des Gletschers her. Verhältnismäßig sind hier wenige Sprünge vorhanden, obgleich sich solche nach der heftigen Bewegung im Gletscher während des Winters 1889/90 erwarten ließen. Seit der Zeit sind die kolossalen Spalten wieder verschwunden, und der ganze Gletscher scheint von einem einigermaßen gleichmäßigen Guß zu sein. Das unterhalb des Brúarjökull befindliche Hochland ist sehr flach und mit losen Massen, die meistens aus Geröll und Sand bestehen, bedeckt; auf den Landzungen zwischen den Nebenflüssen der Jökulsá á Brú finden sich hier und da recht gute Sommerweiden für Schafe. Gebirge und Höhenzüge

kommen erst im äußersten NW, auf der anderen Seite des Jökuldalur vor. Im Brúarjökull entspringen mehrere Gletscherflüsse; 5—6 km östlich von Thjófahnúkar entspringt die wasserreiche Jökulsá á Brú, welche kurz darauf den Jökulkvísl aufnimmt, der in einem kleinen See im Gletscherwinkel südlich von Litla Snæfell entspringt. Nach vielen Krümmungen über die Hochebenen setzt der Jökulkvísl wieder seinen Lauf nach dem Rande des Brúarjökull fort und vereinigt sich hier mit der Jökulsá, die auf ihrem Wege vom Hochlande abwärts die Flüsse Kringilsá und Saudá aufnimmt, die beide im äußersten Teile des Brúarjökull entspringen. Aus der westlichen Seite des Gletschers fließen Kverká und Kreppa, die ihren gemeinsamen Lauf durch das Hochland bergab eine lange Strecke fortsetzen und sich in die Jökulsá in Axarfirdi, gerade gegenüber von Herdubreid ergießen. Im Jahre 1884 hatte ich vom Kverkhnúkar einen recht guten Überblick über den westlichen Teil des Brúarjökull und 1894 von Litla Snæfell über den östlichen Teil, dahingegen verhinderte mich die Witterung den mittelsten, und vordersten Teil des Gletschers zu untersuchen. Fr. W. Howell besuchte 1895 diesen Teil des Gletschers und gelangte bei der Quelle der Kverká zum Rande desselben[1]). Im Jahre 1901 besuchte Daniel Bruun die Quelle der Jökulsá und unternahm von dort einen kurzen Ausflug auf den eigentlichen Gletscher[2]).

In den Jahren 1860—80 war der Brúarjökull im Schwinden begriffen und hatte sich von seinen Moränen zurückgezogen; mit Schutt bedeckte Teile des Gletschers waren schon längst auf Kringilsárrani zurückgeblieben, so daß dieselben mit Erdreich und Gras bedeckt eine Art »tote Gletscher« bildeten. Im Jahre 1890 fand in diesem Gletscher eine ungewöhnliche Bewegung statt. Im Winter 1889/90 bemerkte man auf dem Ostlande, daß im Vatnajökull etwas im Anzug sein müsse, denn die Gletscherflüsse führten eine außergewöhnliche Menge Gletscherton herab, daß mehrere zur Hälfte mit Schlamm angefüllt waren. Um Neujahr 1890 wurden auf dem Vatnajökull innerhalb Snæfell Feuersäulen beobachtet und bald darauf nahm man unterirdische Stöße, von Donnern und Krachen begleitet, wahr. Am 27. Juli 1890 begann die Jökulsá plötzlich anzuwachsen, was mehrere Tage währte und gleichzeitig führte der Fluß große Eisstücke herab. Ende Juli bemerkten zwei Bauern, die auf dem Hochlande Renntiere jagten, daß der Brúarjökull auf das Hochland geglitten war, so daß der Rand des Gletschers 10 km weiter hinab reichte als vordem. Der Kreisarzt Th. Kjerulf reiste etwas später nach dem Hochlande[3]), wo er von den Hvannstódsfjöll auf Brúaröræfi eine gute Aussicht auf den Brúarjökull hatte. Dieser Gletscher war zerrissen und über 20 km weiter südlich geschoben worden, und am ganzen Rande entlang zeigten sich die Merkmale gewaltsamer Störungen; das Gletschereis war in unzählige, keilförmige, über 190 m hohe Stücke zerspalten und an mehreren Stellen war der darunterliegende Felsen in den Spalten sichtbar. Auf Kringilsárrani hatte der Gletscher bei seinem Vorrücken große alte, mit Rasen bewachsene Moränen, von einem Gletscherlauf vom Jahre 1810 herrührend, fortgefegt. Im Jahre 1625 war dieser Gletscher ebenfalls in Bewegung, und die Jökulsá á Brú lief 13 m hoch über ihre Ufer[4]). Als Sveinn Pálsson im Jahre 1794 die Gegenden um den Snæfell besuchte, war der Brúarjökull in rückwärtigr Bewegung begriffen, und der Gletscherrand hatte sich 565 m von den Moränen entfernt, wohingegen der Gletscher 60 Jahre früher weiter vorgerückt und bedeutend dicker war. Nach S. Pálsson entsprang damals die Kverká aus einem mit Eisstücken bedeckten Binnensee am Gletscherrande. Der Kreisarzt Th. Kjerulf bemerkte

---

[1]) Report of British Association 1896, S. 859.
[2]) Geogr. Tidskr. XVI, S. 166—71.
[3]) Isafodl 1890, S. 321.
[4]) Eggert Olafsson: Reise gjennem Island, S. 792. O. Olavii: Oekonomiske Reise i Island, S. 443.

im Jahre 1890 südwestlich vom Snæfell im Gletscher eine gewaltige Spalte von O nach W, die der Gletscher wahrscheinlich bei der ungewöhnlichen Bewegung über eine hervorspringende Gebirgskante erhalten hatte; auch hatten sich die Gletscherflüsse infolge dieser Bewegungen sehr verändert.

Am Nordrande des Vatnajökull entlang, auf der Grenze zwischen dem Gletscher und der großen Lavawüste Odádahraun reiste ich im Sommer 1884 vom Vonarskard bis Kreppa. Bei Gœsavötn auf der nördlichen Seite vom Vonarskard und am Dyngjuháls liegt der Gletscherrand 1200 m ü. M., aber zieht sich bei Vonarskard etwas weiter südwestlich hinab. Der Gletscher ruht hier auf terrassenförmigen Randgebirgen aus Tuff und Breccie, und mehrere kleine Lavaströme strecken sich vom Gletscher auf das tiefer liegende Land nieder. Im Gletscherrande bei Gœsavötn ragen mehrere Tuffspitzen und Krater aus dem von Spalten zerrissenen Gletschereise hervor. Auf dem Vonarskard entspringen zwei Gletscherflüsse, von denen der eine, Skjálfandafljót nach N, der andere, Kaldakvísl, nach S läuft; die Wasserscheide liegt hier ungefähr 1000 m ü. M. Oberhalb Gœsavötn und Jökulháls finden sich am Gletscherrande bedeutende Moränen mit Lavaschutt und große gescheuerte Doleritblöcke. Der Gletscherrand ist westlich vom Kistufell von Gletschereis mit abwärtsgleitender Bewegung eingefaßt, ohne daß doch eigentliche, individualisierte Gletscher vorhanden sind. Dicht westlich vom Kistufell befindet sich auf einer Höhe von 1118 m ein sehr beträchtlicher Firnhaufen ohne irgendwelchen Zusammenhang mit dem Gletscherrande. An dieser Firnmasse sind keine Spuren von Abschmelzung, Gletscherbildung oder dem ähnlichen zu bemerken, obwohl dieselbe bedeutend tiefer als der Gletscherrand liegt jedoch wird sie von den Gebirgen beschützt.

Zwischen dem Kistufell und den Kverkfjöll ist ein gewaltiger Gletscher, der Dyngjujökull, auf das Tiefland vorgerückt; derselbe bedeckt ein Areal von mehr als 400 qkm, sein unterster Rand ist 765 m hoch und liegt dicht östlich vom Kistufell in einer Höhe von 844 m ü. M. Der unterste Teil dieses mächtigen Gletschers ist dermaßeu mit Schlamm, Sand und großen Felsstücken bedeckt, daß er in der Entfernung vollständig einem Schotterfelde oder einem Lavastrom gleicht. Das unterliegende Eis wird erst bei näherer Untersuchung sichtbar. Dicht östlich vom Kistufell ist die Unterlage des Gletschers am steilsten gewesen, weshalb der Gletscher hier von unzähligen Sprüngen zerklüftet ist, die seine Oberfläche zu einem unbeschreiblichen Chaos umgestaltet haben. Bis zu 30 m hohe, mit Schutt bedeckte Pyramiden wechseln mit Klüften ab; weiter nach O ist die Oberfläche nicht in dem Grade unzugänglich, jedoch finden sich hier zahlreiche, mit Schutt bedeckte Eisrücken in den mannigfaltigsten Formen, und die Vertiefungen sind mit trübem Gletscherwasser, Tonschlamm und Geröll angefüllt. Obgleich der Gletscher so vielen Detritus mitführt, sind in den Firnflächen, von denen derselbe niedergleitet, keine stehenden Felsspitzen sichtbar; die in der Oberfläche vorhandenen ungeheuren Massen von Schutt und Geschiebe rühren ausschließlich von den Grundmoränen her. Der 30 km lange Gletscherrand ist von Moränenwällen und Schotterhügeln, von mächtigen Doleritblöcken übersät, begrenzt. Im Jahre 1884 ging der Gletscher augenscheinlich zurück, und das im Eise eingebackene Geschiebe trat infolge des Abschmelzens an die Oberfläche. Wo die Flüsse dem Gletscher entströmen, sind schwarze, schmutzige Gletschertone vorhanden, und unterhalb der Moränen breitet sich eine nackte Lehmfläche aus, von unzähligen weißlichgelben Gletscherbächen durchzogen. Hier entspringt die Jökulsá in Axarfirdi. Der Hauptstrom fließt aus dem östlichen Gletscherrand dicht bei Kverkfjöll, um den Fluß ist die Ebene mit grobem Geröll und großen Blöcken bedeckt, aber westlicher, wo dieselbe von kleineren Gletscherbächen mit ihren unzähligen Armen in Windungen und Krümmungen durchzogen ist, besteht die Ebene größtenteils aus Lehm, obwohl auch hier große Blöcke unregelmäßig

umhergestreut sind. Die nördlichsten Teile dieser Lehmflächen sind trocken, so daß der Tonstaub bei dem kleinsten Lüftchen in Bewegung gerät, aber dem Gletscher zunächst ist der nasse Lehm stellenweise in Schlamm verwandelt, in welchem Tiere und Menschen leicht stecken bleiben können. Auch fehlt in diesen Gegenden aller Graswuchs, so daß der Reisende für mehrere Tagereisen Heu mit sich führen muß. Am Abend des 17. August 1884 war ich genötigt, mein Zelt auf dem Rande des Dyngjujökull selbst aufzuschlagen, und niemals habe ich einen unheimlicheren und schmutzigeren Zeltplatz angetroffen. Das Eis kam hier nur in den Spalten zum Vorschein, denn die Oberfläche war mit einer 2—4 Fuß dicken, mit Lehm vermischten Schuttdecke überzogen, die nachts zu Eis fror, aber morgens, sobald die Sonne schien, auftaute und einen Brei bildete. Überall sickerte das Wasser hervor, zwischen den Eisspitzen bildeten sich kleine, kaffeebraune Bäche, die sich allmählich in morastige Ströme verwandelten, die dem Bodensatz von Kaffee glichen. Einige strömten aus dem Gletscherrande, andere wurden zu schlammigen Pfützen und kleinen Seen aufgestaut. Mit der höher steigenden Sonne nahm die Bewegung rings umher zu, und man vernahm das unausgesetzt wachsende Gepolter der Steine, die sich von den Eiskegeln lösten und herabrollten.

Das mächtige, vulkanische Vorgebirge, Kverkfjöll, das östlich vom Dyngjujökull aus dem Vatnajökull emporragt, ist von oben bis unten durch eine breite Kluft gespalten, durch welche ein Gletscher auf das Tiefland sich erstreckt; das unterste Ende dieses Gletschers (ungefähr 800 m ü. M.) weicht etwas nach W ab. Über diesem Gletscherende befindet sich oben im Gebirgsabhang eine Kratergruppe mit Solfataren, woselbst wahrscheinlich im Jahre 1717 Eruptionen stattgefunden haben, wobei dieser Gletscher teilweise schmolz, was wiederum Überschwemmungen der nahen Jölkusá zur Folge hatte. Diese Gebirge haben vielleicht mehrmals in historischer Zeit Ausbrüche gehabt, ohne daß dieselben in der entfernt liegenden Ansiedlung bemerkt wurden, denn die Jökulsá hat wiederholt ihr Deltaland in Kelduhverfi überschwemmt, wie z. B. in den Jahren 1655, 1726 und 1729. Diese Überschwemmungen können jedoch auch von anderen Ursachen herrühren, indem der Fluß durch ein ungewöhnliches Vorwärtsschreiten des Gletschers leicht aufgedämmt wird, auch veranlaßt vielleicht zuweilen der Dyngjujökull ein besonders starkes Anschwellen des Stromes.

In der Nähe des Vatnajökull liegen mehrere eisbedeckte Gebirge, die von diesem großen Eisfeld getrennt sind, aber dessen ungeachtet als Ausläufer desselben gelten können. Am östlichen Ende des Vatnajökull, östlich von der Jökulsá i Lóni findet sich die Firnmasse **Hofsjökull;** dieser Gletscher ruht auf Basalt und verdankt den tiefen Erosionstälern, welche denselben vom Vatnajökull scheiden, sein selbständiges Dasein. Der Gletscher ruht auf Bergrücken zwischen Hofsdalur und Vidirdalur und hat eine Höhe von 11—1200 m und ein Areal von ca 80 qkm; derselbe ist langgestreckt, mit schmalen Ausläufern nach S, aber mehr abgerundet und kuppelförmig nach N. Der südlichste Teil des Gletschers besteht aus zwei Armen, einem längs der südlichen Seite des Flugustadatals und dem anderen nördlicheren zwischen diesem Tale und Hofsdalur. Über die schmalen Rücken dieser Gletscherarme ragen mehrere steile Felsspitzen mit steilen Abhängen, namentlich auf dem nördlichen Arm Tungutindar und auf dem südlichen Knappadalstindar empor. Etwas nördlich von der Stelle, wo sich diese beiden Arme vom Hauptgletscher trennen, ist eine Vertiefung, über welche ich im Sommer 1882 nach Vidirdalur reiste; dieser Weg war indessen infolge von Gletscherspalten 1894 unpassierbar. Mir ist von Getschern nur der kleine Morsárjökull bekannt, der sich von der westlichen Seite des Hofsjökull abwärts nach Vidirdalur zu erstreckt; in den Gebirgszügen, welche sich vom Hofsjökull nach S ziehen, finden sich in den Vertiefungen mehrere Firnflecke, häufig mit Ansätzen zu Gletscher-

bildungen. Gegen N wird der Hofsjökull von steinigen, 600—700 m hohen Hochebenen begrenzt, und um den Gletscher scheint die Schneegrenze in einer Höhe von 850—950 m zu liegen, weshalb die Hochebenen hinter dem Hofsjökull in der Regel im Sommer frei von Schnee sind, obwohl ich im August 1894 einzelne Schneeflecken in Kollumúli 700 m ü. M. fand. Eine ähnliche Firnmasse, Thrándarjökull, bedeckt den hohen Gebirgsrücken zwischen Geithellnadalur und Harmarsdalur; dieselbe ist eine kuppelförmige Schneemasse mit einem Areal von ca 100 qkm und wahrscheinlich ca 1200 m hoch. Eigentliche Gletscher sind hier nicht bekannt, aber einige hier entspringende Gletscherbäche verleihen der wasserreichen Hamarsá ihre milchweiße Farbe, auch führt der Gletscherstrom Sunna zur Geithellnaá Gletscherwasser herab. In der Mitte der Gletschermassen erhebt sich ein Felsenkamm, Sunnutindur, mit einem beinahe senkrechten Abfall nach SO. Diese Gletscher sind bisher weder genau untersucht noch vermessen worden, weshalb dieselben, gleichwie die Umgebung, auf der Karte nur skizzenartig angegeben sind.

Nördlich von dem östlichen Teile des Vatnajökull erhebt sich auf dem Hochland der mit Gletschern bedeckte **Snæfell** zu einer Höhe von 1822 m. Dieser Berg, welcher ein uralter Vulkan zu sein scheint, aber wohl kaum nach der Eiszeit Lavaströme ausgegossen hat, beherrscht durch seine Höhe und schöne Form vollständig die Landschaft. Der oberste Teil des Snæfell ist mit Firnschnee bedeckt, der im August 1894 infolge des warmen Sommers bedeutend zusammengeschmolzen war; mehrere kleine Gletscherarme kommen von den obersten Firnhaufen herab, die beiden größten nach NNO; von dem einen läuft ein Gletscherbach hinab zur Jökulsá im Fljótstal, und das Gletscherende hat beträchtliche Massen Lavagerölle und Felsblöcke vor sich her in den Gebirgsabhang hinabgeschoben. Vom Snæfell zieht sich gegen S nach dem Vatnajökull eine doppelte Reihe Felsspitzen, Thjófahnúkar genannt, die 1894 fast ganz frei von Schnee waren, obwohl die höchsten von ihnen 10—1100 m hoch und darüber sind. Sveinn Pálsson versuchte am 3. September 1794 den Snæfell zu besteigen, mußte jedoch eines Unwetters wegen umwenden; später wurde der Berg von G. Snorrason am 13. August 1877, und von G. Vigfússon 1880 und mehreren anderen bestiegen.

Auf dem Hochlande im Odádahraun, nördlich vom Vatnajökull und dessen Umgebung, liegt die Schneegrenze viel höher, als sich erwarten läßt. Obwohl hier hohe Gebirge vorhanden sind, ist die Gletscherbildung verhältnismäßig unbedeutend. Der eigentümlich geformte 1660 m hohe Berg Herdubreid trägt auf seinem obersten Gipfel oberhalb des eigentümlichen Gesimses von senkrechten Brecciefelsen eine spitze Firnkappe; der Schnee reicht jedoch nicht überall bis auf die senkrechten Felsen hinab, namentlich kann derselbe gegen S auf der steilen Unterlage nicht festen Fuß fassen. Vereinzelte Schneeflecken kommen sowohl auf dem 1209 m hohen Vulkan Kollótta Dyngja, als auch auf Skjaldbreid im Südlande vor, und der Krater ist zum Teil mit Firnschnee angefüllt, auch ist die Trölladyngja (1491 m) mit Schneeflecken besät und der große Krater ebenfalls mit Schnee angefüllt, jedoch ist keine eigentliche Gletscherbildung wahrzunehmen. In dem großen Gebirgskomplex Dyngjufjöll (14—1500 m) sind sehr bedeutende Schneehaufen in den oberen Regionen der Gebirge in zahlreicher Menge vorhanden, aber eigentliche Gletscherbildungen oder größere zusammenhängende Firndecken waren 1884 nicht zu sehen; kleinere Gletscherbildungen kommen doch wohl stellenweise in diesen ausgedehnten, noch unzulänglich bekannten Gebirgen vor. Eigentümlich ist es in der Askja, daß der Schnee mehrfach als Gestein zwischen den Lavalagen auftritt. Auf dem Bláfjall (1225 m), dem höchsten Berg in den Gegenden südlich vom Mývatn, fehlt jede Gletscherbildung; auf den obersten flachen Doleritterrassen fand ich am 9. Juli 1884 nur verstreute Schneehaufen in den Vertiefungen. Am westlichen Ende des Vatnajökull findet sich auf dem Höhenrücken des

Landes ein kleinerer Gletscher, **Tungnafellsjökull**, auch Fljótsjökull genannt, der sich beim Vornaıskard vom Vatnajökull trennt. Diese längliche Gletscherkuppel, mit einem Areal von ungefähr 100 qkm und einer Höhe von ca 1600 m ist noch beinahe unbekannt; dieselbe scheint gegen O keine Gletscher zu entsenden, wohl aber sollen Gletscherarme nach N und NW niedergehen. Im nördlichen Teile des Gletschers entspringt ein Gletscherfluß, der sich in Skjálfandafljót ergießt.

Obwohl die gebirgigen Fjordlandschaften des östlichen Island eine bedeutende Höhe über dem Meere besitzen, sind dieselben doch dermaßen zerrissen, daß sich größere, zusammenhängende Gletschermassen nicht bilden konnten. Zwischen Kränzen von Gipfeln finden sich jedoch stellenweise in Zirkustälern und Karen Firnhaufen, häufig mit Ansätzen zur Gletscherbildung, ohne daß jedoch die Gletscherzungen eine wesentliche Länge erreichten; stationäre Schneehaufen kommen vielfach in den oberen Regionen vor. Eine nähere Untersuchung der Schneeverhältnisse fehlt indessen zum größten Teil, auf meinen Reisen habe ich dieselben nur ganz flüchtig stellenweise im Ostlande untersuchen können.

Südlich vom Hjeradsflói erhebt sich die mächtige Gebirgsmasse **Dyrfjöll**, von senkrechten Felswänden umgeben, zu einer Höhe von 1131 m. Diese Berge besuchte ich am 6. September 1894 vorübergehend von Njardvik aus. Von hier führt ein Nebental Urdardalur nach S aufwärts nach dem Dyrfjöll zu; wie der Name schon andeutet, ist dieses Tal mit großen Haufen loser Felsstücke angefüllt; am Anfang des Tales erhebt sich das Gebirge mit einer senkrechten Wand, die mit einem einzelnen langgestreckten Absatz versehen ist, auf welchem sich große Firnhaufen finden, die niemals auftauen, augenscheinlich sind diese Schneehaufen Überreste von Gletscherbildungen aus früheren Zeiten. Die großen Massen von losen Felsblöcken, welche als Rücken und Wälle einen großen Teil des unterhalb befindlichen Tales anfüllen, rühren teils von Moränen, teils von Bergstürzen von den senkrechten Gebirgsabhängen her, welche sich tiefer in das Tal hinab erstrecken konnten, so lange der darunterliegende Gletscher seine größte Ausdehnung besaß. Die unterhalb vom Dyrfjöll befindlichen Firnhaufen liegen ungefähr 600 m ü. M. hoch. Das Gebirge hat seinen Namen von einer gewaltigen, breiten Kluft erhalten, welche die Gebirgsmasse bis zur Mitte hinab zerspaltet und einer riesenhaften Tür oder einem Tore ähnlich sieht, das nach dem Borgarfjord und Fljótsdalshjerad zu offen steht; von Njardvik aus ist nur der nördliche Giebel des Gebirges zu sehen. Unterhalb dieses Felsentors liegen auf beiden Seiten große Firnhaufen mit kleinen Ansätzen zur Gletscherbildung. In der Vorzeit ist der ganze Berg von Gletschern umspannt gewesen, von denen nur diese Überreste übriggeblieben sind. Ortsnamen in der Umgegend deuten an, daß diese Gletscher selbst in historischer Zeit umfangreicher als jetzt waren; auf der Ostseite finden sich ein Jökuldalur und eine Jökulsá. Am westlichen Eingang des Felsentors liegt ebenfalls ein Tal mit großen, losen Felsstücken und einem tiefen See; das Tal heißt Hrafnabjarga-Urdardalur, und in den Schneehaufen entspringt hier eine andere Jökulsá, die sich in den Selfljót ergießt, und deren Wasser im Frühjahr bisweilen milchweißlich gefärbt ist.

Auf dem Beinageitarfjall sind ebenfalls einige Firnflecken vorhanden, und die Firngrenze liegt hier ungefähr 650 m ü. M., am Borgarfjördur gehen stabile Schneehaufen bis 550 m hinab. In Náttmálahnúkur, nahe bei Húsavík, war lange Zeit hindurch ca 500 m ü. M. ein recht ansehnlicher Firnfleck vorhanden gewesen, der in dem warmen Sommer des Jahres 1893 verschwand. Am Lodmundarfjördur (besonders in Hraundalur) liegen in den Gebirgen ebenfalls viele Schneehaufen bis zu 400 m hinab. Auf den hohen Bergen zwischen Vopnafjördur und Hjeradsflói finden sich stets im Sommer zahlreiche Schneehaufen, und auf der obersten Kuppel **Smörfjall** (1211 m) liegen dieselben so dicht nebeneinander, daß sie sich in einer Reihe von naßkalten Jahren mit Leichtigkeit zu einer

größeren Gletschermasse vereinigen können. In Nordur-Thingeyjasysla sind die Gebirge wieder bedeutend niedriger, so daß der Schnee meistens im Sommer schmilzt, selbst in Hágöngur, bei einer Höhe von 924 m, waren im August 1895 nur sehr wenige und kleine Schneeflecken vorhanden. In den hohen Gebirgen zwischen Seydisfjördur und Breiddalur hat sich der Schnee an vielen Stellen in größeren Massen angesammelt. Oberhalb des Nordfjördur findet sich ungefähr 900 m ü. M. die Firnkuppel Fönn mit einem Areal von ca 15 qkm, ebenso sind auf Studlaheidi am Reydarfjördur recht ansehnliche Firnflecken vorhanden und größere Schneehaufen kommen ebenfalls auf den höchsten Spitzen der Berge an allen Fjorden vor und reichen meistens auf der Seeseite weit tiefer hinab, als es dem Lande zu der Fall ist. Auf Fjardarheidi am Seydisfjördur fanden sich im Juli 1894 größere ständige Schneehaufen auf der Westseite in einer Höhe von 580—600 m und darüber, aber auf der Ostseite gingen sie bis auf 400 m Höhe hinunter, einzelne kleinere Schneeflecke waren sogar hier in einer Höhe von nur 290 m vorhanden. Im Fáskrúdsfjördur, wo sich zahlreiche große Schneehaufen in den höheren Karen befinden, lagen im Juli 1896 einzelne Schneehaufen bis hinab zu 250 m Höhe.

Auf der Halbinsel zwischen Skagafjördur und Eyjafjördur finden sich mehrere kleinere Gletscher. Diese Halbinsel ist sehr gebirgig und erreicht eine Höhe von 10—1400 m. Dieselbe geht wie ein Arm oder eine Zunge von dem inneren Hochland mit einer bei weitem beträchtlicheren Höhe aus, als der, hinter den südlichen Tälern zunächst gelegene Teil des Hochlandes besitzt. Ursprünglich war diese Bergmasse ein großes Basaltplateau, das später allmählich durch die Erosion von einer Menge Täler, die von allen Seiten nach innen gehen, zerschnitten wurde; die Basaltdecken liegen größtenteils wagerecht. In den höheren Regionen dieser Berge sind bedeutende Schneemassen vorhanden, da aber ausgedehnte Hochflächen fehlen, indem die Berge von unzähligen, nur durch schmale Rücken voneinander getrennten Tälern zerklüftet sind, konnten sich größere Gletschermassen nicht bilden. Dahingegen finden sich zahlreiche kleine Firnhaufen, die sich stellenweise zu größeren Massen vereinigen, von denen sich kleinere Gletscher in die Täler hinab erstrecken. Westlich vom Eyjafjördur erreichen die Gebirge ihre größte Höhe, wo sie mit ihren Zacken und Kämmen weit über die nächsten Hochflächen hinwegragen und weithin gesehen werden können. Die Bergmasse wird der Länge nach vom Glerártal zerspalten und erreicht westlich von diesem die größte Höhe im Vindheimajökull (1466 m), doch besitzt auch der scharfe, östliche Bergrücken eine bedeutende Höhe (Sulur 1135 m, Kerling 1349 m). Auf der westlichen Seite haben sich die Schneehaufen zu einer beträchtlichen Firnfläche vereinigt, von welcher kleine Gletscher ausgehen, dahingegen vermochten auf dem schmalen östlichen Gebirgsarm eigentliche Gletscher nicht zu entstehen, obwohl auch hier bedeutende Schneehaufen vorhanden sind. Vom Vindheimajökull, der ein Areal von ca 30 qkm bedeckt, gehen hier und da kleine Gletscher in die Klüfte nieder, und von einem derselben wird ein kleiner Gletscherlauf im Jahre 1801 erwähnt, welcher dem Flusse Bœgisá eine trübe Gletscherfarbe verlieh, die sich den ganzen Sommer[1]) hindurch hielt. Sowohl am Eyjafjördur als auch in Yxnadalur sind in Karen an den Gebirgsrändern mehrere Firnhaufen, zuweilen mit Spuren von Gletscherbildungen vorhanden, wie bei Hraun im Yxnadalur und in Ulfárskál im Eyjafjördur.

Auf dem höchsten Rücken der östlich vom Yxnadalur von S nach N von der Halbinsel nach außen läuft, sind eine Reihe kleiner Gletscher vorhanden, zu denen sich von beiden Seiten mehrere bewohnte Täler hinauf erstrecken. Von W: Unadalur, Deildardalur, Kolkudalur und Hjaltadalur; von O: Svarfadardalur, Barkárdalur und Myrkárdalur, von denen

[1]) Minnisverd tídindi III, S. 121.

die zwei letzten Nebentäler des Hörgárdalur sind. Diese Gletscher sind sämtlich durch Ansammlung von Firnflächen entstanden, und aus denselben ragen mehrere Gipfel und Felsrücken hervor, durch welche sie häufig in isolierte Firnflächen getrennt werden. Die obersten Kämme der Bergrücken sind hier im Hochgebirge oft nur 1—2 m breit und ragen wie Schneiden empor, weshalb sie auch auf isländisch »eggjar« (Schneiden) genannt werden; die Kare und Vertiefungen zu beiden Seiten sind dann mit Schneehaufen angefüllt. Der südlichste von diesen Gletschern ist der Myrkárjökull, ein kleiner Jökel (30 qkm), von dem sich ein Gletscher zum Hjedinsdalur, einem Nebental des Hjaltadalur, erstrecken soll; von einem hier entspringenden Flusse erhält die Hjaltadalsá bisweilen eine schwach milchweiße Farbe. Hierauf folgt der sogenannte Túnahryggsjökull, die größte Gletscherstrecke mit einem Areal von ca 75 qkm, der sich vom Barkárdalur nach O bis in die Nähe des Hjedinsdalur erstreckt, wo derselbe vom Myrkárjökull durch einen Rücken getrennt wird; nach N reicht er bis zur Heljardalsheidi am Beginn des Svarfadardalur hinab. Soviel man weiß, gehen vom Túnahryggsjökull vier Gletscher in die Täler nieder, von denen sich der eine ins Gljúfrárdalur, einem Nebental des Skidadalur, ein anderer ins Barkártal, und zwei ins Kolkudalur hinabziehen, von diesen beiden erhält die wasserreiche Kolka ihre Gletscherfarbe. Der Gletscher im Gljúfrárdalur soll in den Jahren 1860—96 bedeutend abgenommen haben. Nordwestlich vom Túnahryggsjökull liegen kleinere Firnmassen, Unadalsjökull und Deildardalsjökull, welche zusammen ein Areal von ungefähr 40 qkm bedecken; dieselben stehen im Zusammenhang mit den großen Schneehaufen in den Talschlüssen, von eigentlichen Gletschern weiß man nichts, obwohl in den isländischen Annalen vom 17. Jahrhundert ein Gletscherlauf vom Unadalsjökull erwähnt wird. In warmen Sommern teilen sich diese Gletscher leicht in mehrere kleinere, wenn auf den verschiedenen Bergrücken die Schneemassen auftauen. Alle diese kleinen Gletscher sind in den Einzelheiten unbekannt und niemals näher beschrieben worden, auch läßt die Karte von diesen Gegenden sehr zu wünschen übrig. In der Nähe dieser Gletscher sind auf den Bergen zahlreiche verstreute kleinere Firnflecken vorhanden, so auf beiden Seiten des Svarfadardalur, am Olafsfjördur, Stífla und an mehreren anderen Orten. Auf Reykjaheidi, zwischen Svarfadardalur und Olafsfjördur befand sich die Grenze der ständigen, größeren Schneehaufen am 7. Juli 1896 auf der Südseite 390 m ü. M., auf der Nordseite 530 m hoch. Auf der gebirgigen Landzunge, östlich vom Eyjafjördur, wo in den Tälern zahlreiche Schneehaufen bis zu einer Höhe von 450 m ü. M. hinabreichen, hat sich nur auf Kaldbakur ein größerer Firnflecken gebildet, der wahrscheinlicherweise ungefähr 10 qkm bedeckt; Gletscher sind hier unbekannt und in warmen Sommern schrumpfen die einzelnen Firnhaufen bedeutend ein.

	Areal qkm	Größte Höhe über Meer in Metern	Höhe der Schneegrenze über Meer in Metern	Zahl der bekannten Eisströme	Meerhöhe des tiefsten Gletscherendes in Metern
Gláma	230	901	ca 650	—	—
Drangajökull	350	890	—	7	—
„ Ostseite	—	—	400	—	30
„ Westseite	—	—	650	—	25
Snæfellsjökull	20	1436	—	2	500
„ Nordostseite	—	—	830	—	—
„ Südwestseite	—	—	1000	—	—
Langjökull	1300	1400	—	31	—
„ Südwestseite	—	—	900	—	600
„ Ostseite	—	—	1000	—	435
„ Nordwestseite	—	—	1000	—	628
	1900			40	

	Areal qkm	Größte Höhe über Meer in Metern	Höhe der Schneegrenze über Meer in Metern	Zahl der bekannten Eisströme	Meereshöhe des tiefsten Gletscherendes in Metern
	1900			40	
Langjökull, Nordseite	—	—	1100	—	—
Eiriksjökull	100	1798	—	6	606
Ok	35	1188	—	—	—
Skjaldbreid	5	1050	1000	—	—
Hlödufell	10	1163	1000	—	—
Arnarfellsjökull (Hofsjökull)	1350	1700	—	19	—
„ Ostseite	—	—	—	—	552
„ Nordseite	—	—	1200	—	910
Mýrdalsjökull	1000	1705	—	20	—
„ Nordseite	—	—	1100	—	700
„ Südseite	—	—	600	—	50
„ Ostseite	—	-	6—700	—	205
„ Westseite	—	—	7—800	—	200
Torfajökull	100	1200	950	—	—
Tindfjallajökull	25	1580	—	2	—
Vatnajökull	8500	2119	—	41	—
„ Westseite	—	—	1000	—	635
„ Südseite	—	—	900	—	9
„ Nordseite	—	—	1300	—	600
„ Ostseite	—	—	950	—	700
Hofsjökull í Lóni	80	1200	850—950	1	—
Thrandarjökull	100	1200	900	—	—
Snæfell	15	1822	—	2	—
Tungnafellsjökull	100	1600	—	2	—
Dyrfjöll	10	1131	600	—	—
Fönn	15	900	—	—	—
Kaldbakur	10	1161	—	—	—
Vindheimajökull	30	1466	—	1	—
Myrkárjökull	30	1200	—	1	—
Túnahryggsjökull	75	1200	—	4	—
Unadalsjökull	40	1200	—	—	—
	13 530			139	

Im vorangegangenen habe ich ungefähr alles zusammengefaßt, was man im Augenblick über die gegenwärtigen Gletscher auf Island weiß, und zum Schluß habe ich der Übersicht wegen die wichtigsten, bekannten geographischen Fakta betreffs der isländischen Gletscher auf vorstehender Tabelle zusammengestellt[1]).

VI. Beobachtungen über die Tektonik von Island.

1. Bruchlinien. 2. Erdbeben. 3. Die geologischen Beziehungen von Island zu den nächstliegenden Ländern.

1. Bruchlinien.

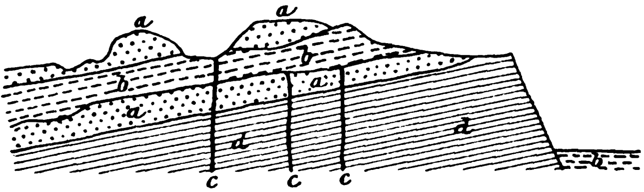
Die älteren Geologen waren der Ansicht, daß die isländische Breccieformation älter als der Basalt oder gleichalterig sei, aber es ist mir geglückt, nachzuweisen, daß sie jüngeren Ursprungs ist. Der Basalt hat an den meisten Stellen eine schwache Neigung nach innen, nach dem breiten Breccie- und Tuffgürtel zu, der die Mitte des Landes einnimmt; der

[1]) Nachdem dieses geschrieben wurde, haben Offiziere des dänischen Generalstabs im Sommer 1904 den Südrand des Vatnajökulls genau vermessen, ihre schönen Gletscherkarten werden bald erscheinen. In Geogr. Tidskr., Bd. XVIII, 1905, hat Leutn. J. P. Koch schon eine außerordentlich hübsche und genaue Karte des Öræfajökulls und Skeidarárjökulls im Maßstab 1 : 200 000 herausgegeben.

Basalt bildet gleichsam eine riesige, flache Schale, in welcher sich der Tuff ausgebreitet hat. In der Mitte des Landes hat die darunter liegende Basaltplatte große Risse erhalten und sich gesenkt, wodurch bedeutende Dislokationen und heftige Ausbrüche veranlaßt wurden, die durch das Pliocän und Pleistocän bis in die Gegenwart fortdauerten; die Basaltmassen haben sich darauf zu beiden Seiten nach diesem neueren, vulkanischen Gürtel gesenkt, jedoch sind große Stücke der ursprünglichen Basaltplatte ziemlich unverändert geblieben.

Die Grenzen des Tuffes und Basalts sind nicht immer deutlich, häufig von glazialen Massen und Lava bedeckt, und hier breiten sich gewöhnlich Tuff und Breccie über den Basalt aus, so daß die tiefer liegenden Dislokationen heute nicht gesehen werden. In der Vorzeit besaß die Breccieformation eine viel größere Ausbreitung als jetzt, die Jökel und Jökelflüsse der Eiszeit haben eine bedeutende Menge des losen Materials fortgeführt; stellenweise sind noch Tuffkleckse, Reste der größeren Ausbreitung des Tuffgebiets auf dem Basaltterrain übrig. Nur im nördlichen Island ist eine scharfe Grenze zwischen der Basalt- und Breccieformation vorhanden, welche vom Bárdartal, einer Bruchlinie von ungefähr 150 km Länge, gebildet wird. Auf der Landstraße durch Ljósavatnsskard gewahrt man, daß das Land nach O zu einen ganz anderen Charakter erhält. Die westlichen, hohen Basaltplateaus, welche in der Nähe des Eyjafjördur eine Höhe von 1400 m erreichen, werden plötzlich durch das Bárdartal abgeschnitten; die Basaltgebirge westlich vom Tale haben eine Höhe von 900—1000 m, während der östliche Rand nur ca 300 m hoch ist. Auch das Gestein verändert sich plötzlich, indem die doleritische, geschrammte Lava östlich vom Tale sowohl auf der niedriger gelegenen Talseite, als auch auf der höheren westlichen über dem Basalt an die Oberfläche tritt. Außerdem finden sich im Tale Lavaströme, bei Djúpá Krater, sowie Spalten und Dislokationen in den basaltischen Gebirgsabhängen. Die östliche Talseite hat sich um 500—600 m gesenkt. Hierauf setzt sich die Breccieformation in östlicher Richtung auf Jökuldalur und Langanes zu als eine schwach wellenförmig gestaltete Ebene mit schroff sich erhebenden, einzeln stehenden Plateaustücken, Tuffketten, Vulkanreihen, Spalten und geschrammten, sowie jüngeren Laven fort. Gegen O ist in der Oberfläche keine scharfe Grenze gegen die Basalte des Ostlandes vorhanden. Eine genauere Untersuchung der Halbinsel Langanes würde von Interesse sein, da die Halbinsel aus mächtigen Massen von Dolerit abwechselnd mit Breccielagen besteht und im südlichsten Teile der darunterliegende Basalt zum Vorschein kommt. Südlich von Sydra-Lón befindet sich an der Küste unter dem Dolerit schlackiger Basalt, nördlicher ruht der Dolerit auf Breccie, und bei Heidi und Eydisvík wird wiederum der Basalt unter dem Dolerit, und Breccie zu oberst gefunden. In Brekknaheidi kommt der Basalt unter mächtigen, geschrammten Doleritmassen in den Gebirgsabhängen nach dem Thistilfjördur zu vor, und südlich vom Finnafjördur findet sich ausschließlich Basalt.

Im südöstlichen Island ist die Grenze zwischen Basalt und Tuff ziemlich scharf, aber von Gletschern bedeckt. Gegen SW sind die Senkungen auf den Grenzen der Tuff-Formationen deutlich wahrzunehmen und sehr lehrreich, namentlich südlich von Esja in der Landschaft Mosfellssveit in der Nähe von Reykjavík. Das steile Plateaustück Esja (ca 1000 m) ist regelmäßig aus wagerechten Basaltschichten aufgebaut, aber südlich von diesem Berge befinden sich mehrere Basalthügel, deren Lagen eine starke Neigung nach S hinab, unter die Breccie- und Tuffmassen auf der Halbinsel Reykjanes haben. Geschrammte Lava-



a Tuff, Breccie u. Konglomerate, b Dolerit, c Gänge, d Basalt.

Schematisches Profil durch einen Teil von Hamrahlid in Mosfellssveit.

ströme haben sich in den Niederungen zwischen diesen Hügeln ausgebreitet, und auf den Bruchlinien sind hier mehrere warme Quellen vorhanden. Bevor diese Basaltstücke die gegenwärtige Neigung erhielten, hatten sich bereits durch Gänge durchgebrochene Schichten von Dolerit abwechselnd mit Tuff und Breccie über denselben abgelagert (Stórihnúkur, Hamrahlíd); die Senkung ist demnach langsam unter fortdauernden vulkanischen Ausbrüchen vor sich gegangen. Auf diesen Bruchlinien haben Bewegungen lange Zeit hindurch fortgesetzt stattgefunden, Erdbeben sind nicht ungewöhnlich und auf der Oberfläche sind Senkungen und offene Spalten sichtbar, wie z. B. eine große Spalte von Grafarholt über Hamrahlíd in der Richtung N 25° O. Die Grenze zwischen den Basaltgebirgen des Hvalfjords und den vulkanischen Brecciemassen im Innern wird wahrscheinlich durch eine große Bruchlinie gebildet, nach welcher zu die Lagen abfallen, die aber infolge von aufgehäuften enormen glazialen und vulkanischen Massen nur selten deutlich zu erkennen ist. Auf dieser Grenze haben sich mächtige Vulkane, unter ihnen Súlur und Ok, aufgebaut; der in der Nähe liegende Eiriksjökull gehört jedoch wahrscheinlich einer nordöstlichen Bruchlinie an; bei näherer Untersuchung wird man ohne Zweifel noch viele Ruinen von Vulkanen in diesen Gegenden antreffen, denn das ganze Brecciegebiet ist gewissermaßen von denselben angefüllt. Seit der Eiszeit haben auf dieser Grenzlinie keine Ausbrüche stattgefunden, aber auf der Bruchlinie gegen NO bei Langjökull hat sich eine heftige, postglaziale, vulkanische Tätigkeit entfaltet, das Grundgebirge des Langjökull hat sich gespalten und in Terrassen gesenkt, von denen sowohl geschrammte, sowie postglaziale Laven massenweise ausgeflossen sind. Die Bruchlinien in der Basaltplatte des Nordlandes ziehen sich von N nach S, und die westlichste erstreckt sich längs dem Hrútafjördur in das vulkanische Terrain südwestlich vom Langjökull hinein; auf einer Linie vom Hrútafjördur nach Ok liegen auf Tvídægra zwei glaziale Vulkankuppeln (Sljettafell und Dofinsfjall). Weiter nach O hin, nördlich vom Langjökull erhalten die Bruchlinien wiederum eine östlichere Richtung. Die Basaltschichten in den Bergen am Hvalfjördur und Borgafjördur haben einen Fall von einigen Graden nach der vorhergenannten Bruchlinie hinab, und recht erhebliche Bildungen von Tuff, Breccie und Konglomeraten, in den obersten Schichten dieser Gebirge, sowie auf den Gebirgen in der Landschaft Mosfellssveit sind wahrscheinlich vor oder während der Senkung des Innern entstanden. Geschrammte Doleritströme, die vom Ok herab durch Flókadalur geflossen sind, beweisen, daß die Täler bereits annähernd in derselben Form, wie heutzutage, existierten, als die Ausbrüche dieses Vulkans stattfanden. Nördlich von den Gletschern Langjökull und Hofsjökull ist die Grenze zwischen dem Basalt und der Tuff-Formation von jüngeren Massen bedeckt, jedoch fand ich nördlich vom Hofsjökull 1896 ebenfalls postglaziale Lavaströme und warme Quellen, auch sind hier bedeutende Areale von geschrammten, doleritischen Laven bedeckt.

Nachdem die Grenzen zwischen Tuff- und Basaltformationen besprochen sind, ist es zeitgemäß, jede einzelne näher zu untersuchen. Meistens ist es mit Schwierigkeiten verbunden, die Bruchlinien im Basalt infolge des gleichartigen Baues der Berge zu beobachten, nur wo Surtarbrandslagen vorhanden sind, können Dislokationen mit Leichtigkeit verfolgt werden, auch größere dazwischenliegende Tufflagen, sowie warme Quellen können als Wegweiser dienen. Wie schon früher erwähnt, fallen im allgemeinen die Basaltdecken nach innen, nach dem Lande zu ab, aber es sind doch große und kleinere Basaltstücke vorhanden, die wie Horste unbeweglich und ungestört stehen geblieben sind. So scheinen durchgängig die mächtigen Basaltmassen des Ostlandes nicht so zerklüftet wie im Westlande zu sein. Zwischen der Halbinsel Langanes und dem Vopnafjördur sind die Basaltdecken anscheinend wagerecht, nur in einer Stromkluft im Hraunfellsdalur sind Schichten mit einer Neigung von 20—30° nach S wahrgenommen worden, dahingegen scheinen die

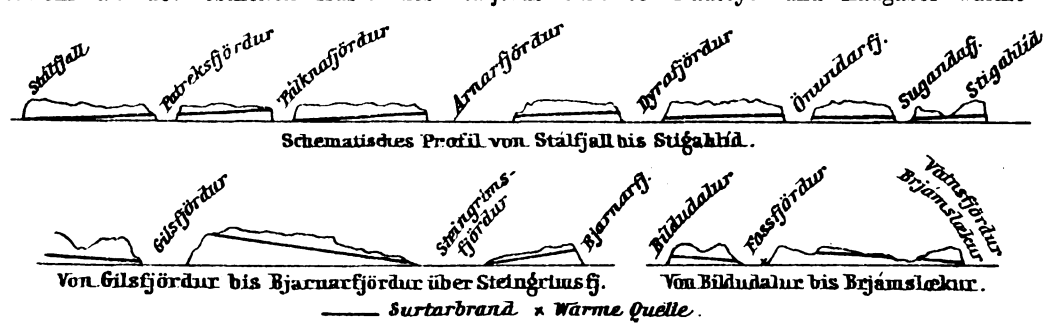
höher liegenden Basaltdecken in demselben Tale wagerecht zu sein; hier muß demnach eine lokale Abweichung vorliegen. Es ist auch möglich, daß die Basaltdecken in den Gegenden nördlich vom Hjeradsflói eine schwache Neigung nach dem Meere zu haben, worauf einzelne Surtarbrandslagen hinzudeuten scheinen. Der Surtarbrandur wird hier am Meere tief unten angetroffen, bei Höfn 12—14 m ü. M., dahingegen bei Stóragljúfur, Skeggjastadir 100—150 m und im Hraunfellsdalur 156 m, was einer Neigung von $1/2°$ nach dem Meere zu entspricht. Demnach scheint die Basaltscholle zwischen Langanes und Hjeradsflói sehr wenig in Bewegung gekommen zu sein, wohingegen der Hjeradsflói mit dem Jökuldalur und Fljótsdalshjerad eine tektonische Grenze bilden, indem die Basaltlagen südöstlich von diesen Tälern ihre Neigung verändern. Aller Wahrscheinlichkeit nach sind diese langen Täler, welche eine so merkwürdige topographische Stellung zu dem zerschnittenen Basaltplateau der Fjordpartie einnehmen und sich nach den vulkanischen Gegenden im Vatnajökull emporerstrecken, wo sich noch unter dem Eise aktive Vulkane befinden, auf Bruchlinien von SW nach NO entstanden, obwohl solche bisher nicht direkt in der Oberfläche nachgewiesen sind. Snæfell findet sich auf der Fljótsdalshjerads-Linie, welche, falls sie fortgesetzt würde, südlich vom Vatnajökull, ungefähr die Grenze zwischen Basalt und Tuff träfe. Von der Küste fallen die Basaltdecken regelmäßig nach dem Lande zu, in den nördlicheren Fjorden mit einer Neigung von 2—5° gegen NW nach den genannten Tälern zu ab. Südlich vom Reydarfjördur scheinen die Basaltdecken meistens gegen WSW und SW abzufallen, jedoch ist die Richtung der Neigung nicht immer leicht zu bestimmen, bei dem südöstlichen Teile des Vatnajökull geht sie meistens gegen N und NW. Durchgängig verändert sich der Fall mit der Küstenlinie, so daß das Streichen der Richtung der Küste entspricht. In den Gebirgen des Ostlandes sind neuere Spalten nur an wenigen Orten wahrgenommen, so im Skriddalur parallel mit dem Tale, und im Fossárdalur befinden sich große Spalten quer zur Talrichtung; diese Risse folgen ungefähr an beiden Orten derselben Richtung wie die vermuteten Bruchlinien im Fljótsdalshjerad und Jökuldalur. Ob die vielen und großen Liparitdurchbrüche im Ostlande an ähnliche Bruchlinien geknüpft sind, läßt sich nicht mit Sicherheit bestimmen.

An der Nordküste befindet sich innerhalb des Senkungsgebiets der Breccieformation an der östlichen Seite der Halbinsel Tjörnes ein isolierter Basalthorst. Ein großes Stück Basalt ist hier, obwohl von der Senkung beeinflußt, stehen geblieben, so daß die Basaltdecken hier eine Neigung von 4—5° gegen NW haben. An der östlichen, steilen Seite von Tjörnes ist der Basalt von Spalten zerklüftet und senkt sich stufenweise zur Niederung des Kelduhverfi hinab. Ebenso scheint der unterliegende Basalt im äußersten Teile der Fljótsheidi und in der Mündung des Laxártals zum Vorschein zu kommen, ist aber hier von mächtigen Doleritmassen bedeckt. Westlich vom Skjálfandi ist die Grenzlinie des Basalts, indem sich hier die Kinnarfjöll wie eine über 1000 m hohe Mauer steil aus dem Meere erheben, die Lagen sind in diesen Bergen meistens wagerecht, nur scheinen die obersten außerhalb Naustavík eine schwache Neigung einwärts zum Lande zu haben. Die Zunge zwischen dem Eyjafjördur und Skjálfandi ist im großen ganzen nicht größeren Bewegungen ausgesetzt gewesen, denn auch auf der Westseite bei Látraströnd sind die Basaltdecken wagerecht, so wie in Leirdalsheidi, Flateyjardalur und in Dalsmynni, wo Fnjóská quer durch die Berge bricht, nur nimmt man hier auf einem kleineren Stücke bei Thverá eine Neigung von 4—5° gegen O wahr. Beim Thorgeirsfjördur ist eine schwache Neigung gegen NW beobachtet worden, und auf einem Stücke im äußersten Gjögur sollen die Basaltlagen nach J. Hallgrimsson einen Fall von nahezu 60° haben, was doch seinen Grund in einer erheblichen lokalen Störung haben muß. Die ganze große Basaltscholle, welche das nördliche Island vom Skjálfandi bis zum Hrútafjördur bildet, ist bei weitem geringeren

Bewegungen und Störungen ausgesetzt gewesen, als der Basalt in anderen Teilen von Island, obwohl er doch viele Querrisse von S nach N aufweist, die später von der Erosion als Abflußrinnen benutzt wurden. Die Berge erreichen hier eine Höhe von 1000—1400 m und sind höher als das dahinter liegende innere Hochland; die gewaltige Basaltplatte ist von der Erosion vielfach zerschnitten worden und scheint ein übrig gebliebener Rest des Basaltplateaus zu sein, das während der tertiären Zeit weit über die Grenzen des heutigen Island hinausragte. In allen gebirgigen Halbinseln, welche sich hier in das Eismeer erstrecken, ist die Lage der Basaltdecken wagerecht oder beinahe wagerecht; an einzelnen Stellen ist jedoch eine schwache Neigung wahrzunehmen, wie im Olafsfjördur 2° nach dem Lande zu, in Oslandshlid 1—2° gegen W, und in der Halbinsel Heggstadanes beim Hrútafjördur 2° gegen S; auf Vatnsnes fallen ebenfalls die am niedrigsten gelegenen Basaltdecken an einigen Stellen 4—5° nach dem Lande zu ab; vermutlich beruhen jedoch alle diese Erscheinungen auf Störungen lokaler Natur. In den südlichsten Tälern des Nordlandes bemerkt man an einzelnen Stellen einen stärkeren Fall nach der Tuff-Formation in der Mitte des Landes zu, wie im Eyjafjördur bei Hólar, wo die niedriger gelegenen Basaltdecken bis ungefähr zur Mitte der Gebirgsabhänge eine Neigung von 4—5° nach S haben, während die darüber liegenden eine Neigung von 1—2° besitzen. Bei Goddalir fallen die Basaltdecken ebenfalls nach dem Lande zu ab, in Svinadalur haben die unteren eine Neigung nach N und NO, die oberen sind aber wagerecht; im Blöndudalur, oberhalb von Tungunes, finden sich gebrochene Lagen mit starker Neigung und am Thverárdalur eine Neigung von 5—6° gegen W. Diese Abweichungen von der gewöhnlichen, wagerechten Stellung der Lagen sind vielleicht nur lokaler Art. In den Tälern, welche sich am meisten in das Land hinein erstrecken, besonders in den Tälern des Skagafjords und im Blöndudalur sind mächtige Lagen von Tuff, Breccie und Konglomeraten über und zwischen den Basaltlagen. Im Austurdalur am Skagafjord finden sich Lagen von Surtarbrandur und Braunkohle, sowie etliche Pflanzenabdrücke im Ton, aber die allgemeinen, geologischen Verhältnisse sind hier noch ungenügend untersucht. Sonst wird das Surtarbrandur sehr selten im Nordlande angetroffen. Wie wir sehen, ist die Basaltmasse des Nordlandes gegen O von der Bruchlinie des Bárdartals und gegen W wahrscheinlich von einer Bruchlinie über dem Hrútafjördur und den glazialen Vulkanen auf Tvidægra bis Ok begrenzt; im Hrútafjord befinden sich ebenfalls warme Quellen wie in mehreren anderen Tälern des Nordlandes, welche auf vorhandene Spalten im Felsenboden hinweisen, und darauf, daß die Täler sich auf ursprünglichen Rissen in der Basaltscholle gebildet haben. Am äußersten Rande von Skagi zwischen Skagafjördur und Húnaflói trifft man auf Bildungen jüngeren, vulkanischen Ursprungs, die leider noch sehr wenig untersucht und deren Beziehungen zur Tektonik des Landes daher unbekannt sind. Die Grenze der Basaltscholle wird gegen S, wie bereits erwähnt, von neueren glazialen und vulkanischen Massen gebildet. In mehreren Tälern des Nordlandes sind Spalten im Basalt, sowie unbedeutendere Dislokationen, immer mit der Richtung S—N vorhanden, derartige habe ich im Eyjafjördur, Svarfadardalur und Skagafjördur, beobachtet. Das lange und breite Tal, welches sich von dem letzten Fjord hinauf erstreckt, steht ohne Zweifel in Verbindung mit alten Bruchlinien, die durch Reihen warmer Quellen bezeichnet sind.

Die nordwestliche Halbinsel ist ausschließlich aus Basaltdecken aufgebaut, die anfänglich horizontal gewesen, aber jetzt durch mehrere Dislokationen aus ihrer ursprünglichen Stellung gebracht worden sind. Fast über die ganze Halbinsel werden in der Mitte der Gebirge Tonlagen mit Surtarbrandur, bisweilen mit Pflanzenversteinerungen, angetroffen, und dieses Niveau des Surtarbrandur beweist, daß die Basaltmassen von Bruchlinien zerstückelt worden sind. Die Neigung der Basaltdecken ist nicht erheblich und beträgt fast

an der ganzen Küste 3—5° gegen SO; demnach fallen die Decken auf der westlichen Seite der Halbinsel zum Lande und auf der östlichen Seite zum Meere ab. Eine Ausnahme von dieser Regel habe ich nur am Steingrímsfjord gefunden, wo die Basaltdecken vom Gilsfjord und weiter nördlich eine Neigung von 4—5° nach NO haben, aber nördlich vom Steingrimsfjord tritt wiederum die vorige Neigung gegen SO auf; der Steingrimsfjord scheint eine muldenförmige Einsenkung zu sein. Dächte man sich, daß von Stigahlid bis zum Gilsfjord eine ungestörte, ununterbrochene Reihe von Lagen mit der Neigung von 3—5° gegen SO vorhanden wäre, so würde die Mächtigkeit der Basaltformation enorm sein, welche in diesem Falle viele abgesonderte Schichten von Surtarbrandur in verschiedenen Niveaus einschließen würden, was aber kaum denkbar ist; dagegen scheinen große Brüche in der Basaltscholle bedeutende Verwerfungen der Stücke hervorgerufen zu haben. Die größte Bruchlinie in diesem Teile des Landes scheint sich in einem Bogen längs der nördlichen und östlichen Küste des Isafjardardiúps bis zum Beginn des schmalen Isafjords, quer über die Gebirge zu den innersten Verzweigungen des Arnarfjords und zum Tálknafjord zu erstrecken. Diese Bruchlinie ist durch eine Reihe warmer Quellen gekennzeichnet; sowohl an der östlichen Küste des Isafjords sind bei Nauteyri und Laugaból warme



Schematisches Profil von Stálfjall bis Stigahlid.

Von Gilsfjördur bis Bjarnarfjördur über Steingrímsfj. Von Bildudalur bis Brjámslækur.

——— Surtarbrand × Warme Quelle.

Quellen vorhanden, wie sich auch längs der westlichen Küste und auf Reykjanes auf der westlichen Seite der Mündung[1]) des Isafjords warme Quellen in großer Menge vorfinden. Der innerste Teil des Isafjords macht eine Biegung gegen SW, und die Bruchlinie scheint sich von hier quer über das Hochland nördlich von der Thingmannaheidi und Hornatær, hohen Gebirgen oberhalb des Vatnsfjördur, die steil nach N abfallen, fortzusetzen; am Reykjarfjördur, einer der südlichen Verzweigungen des Arnarfjords sind ebenfalls warme Quellen vorhanden, sowie auf der Fortsetzung derselben Bogenlinie bei Dufansdalur und im Tálknafjord beim Gehöft Laugardalur. Demnach zeigt es sich, daß diese warmen Quellen eine bogenförmige Linie vom Isafjord bis zum Tálknafjord verfolgen. Auf beiden Seiten dieser Bruchlinie fallen die Basaltdecken und die Surtarbrandsschichten gegen SO ab, und letztere bestätigen ebenfalls, daß ein Bruch vorhanden sein muß. Auf einer Linie von Brjámslækur bis zum Fossfjördur (SO—NW) steigen die Basaltdecken und Surtarbrandsschichten schräg gegen NW, und der Surtarbrandur tritt auf dieser Linie in Lœkjardalur in einer Höhe von 171 m an die Oberfläche, im Vadaldalur 201 m hoch und bei Hestmúli 400 m hoch, darauf folgen jähe Abstürze nach dem Arnafjördur zu und beim Fossfjördur tritt der Surtarbrandur wieder auf der anderen Seite des Bruches hervor, ist hier bis zur Nähe des Meeres gesenkt und wird am weitesten südlich im Thernudalur (137 m hoch) und etwas weiter nordwestlich im Dufansdalur (167 m) gefunden; von hier heben sich die Surtarbrandschichten wiederum gegen NW. Dieselben Verhältnisse wiederholen sich in einem Profil von Skor bis zum Tálknafjördur; unterhalb des Stálfjall tritt der Surtarbrandur wieder am Meere in einer Höhe von 2—3 m an die Oberfläche und steigt darauf

[1]) Vgl. Th. Thoroddsen, Fra Vestfjordene i Island. (Geogr. Tidskr. IX, S. 159 f.)

gegen Nordwest in Landbrot bis zu 201 m, und im Raknadalsfjall zwischen dem Patreksfjördur und Tálknafjördur bis zu 450 m ü. M. hinan.

Aller Wahrscheinlichkeit nach ist diese Bruchlinie vom Isafjord bis zum Tálknafjord nicht die einzige. An den nördlichen Verzweigungen des Arnarfjords und bei Dynjandi im Mosdalur gibt es warme Quellen, welche sich ebenfalls gerade gegenüber im Mjóifjördur im Heydalur beim Beginn dieses Fjords vorfinden, sowie einige lauwarme Bäche an der östlichen Seite des Fjords, und im Laugardalur westlich vom Mjóifjördur; ferner sind tiefe Spalten gegen NO in den Gebirgen im Mjóifjördur, Vatnsfjördur und Skötufjördur vorhanden, so daß also die Wahrscheinlichkeit vorliegt, daß sich auch hier eine bogenförmige Bruchlinie befindet. Über Surtarbrandlagen ist bei den Fjorden Dyrafjördur und Önundafjördur sehr wenig bekannt, aber in den äußersten Spitzen am Isafjardardjúp, wo ich den Surtarbrandur am Súgandafjord und an der Bolungarvík untersucht habe, trifft man auf ähnliche Verhältnisse, die Surtarbrandschichten fallen gegen SO, und steigen nach dem Meere zu an, wo sie bei Botn im Súgandafjord eine Höhe von 131 m, bei Gil in der Bolungavík 158 m und in Stigahlid 240 m erreichen. In der äußersten Spitze des Westlandes, nördlich von den Jökulfirdir scheinen die Basaltdecken und der Surtarbrandur wenig gestört zu sein, obwohl doch vielleicht eine unbedeutende Neigung nach NO vorhanden ist. Wo die Surtarbrandformation hier beobachtet wurde, befand sie sich überall in gleicher Höhe über dem Meere (100—150 m) am nördlichsten Fundort, bei Sandvík, etwas niedriger, 80 m hoch.

Wie bereits erwähnt, fallen die Surtarbrandschichten auf beiden Seiden des Steingrimsfjord nach dem Fjord zu ab. Auf Reykjanes bei Reykhólar haben Basaltdecken und Surtarbrandschichten noch die Neigung nach SO, aber dieselbe verändert sich bei dem Garpsdalur, wo der Basalt von dort nach NO zum Steingrimsfjord abfällt. Möglicherweise ist diese Neigung einem bogenförmigen Bruche über Trjekyllisheidi bis Reykjarfjördur zuzuschreiben, wo sich viele warme Quellen auf Spalten in der Richtung von SW nach NO befinden. Auf der wilden und zerrissenen Halbinsel zwischen dem Steingrimsfjord und Reykjarfjord sind viele warme Quellen (Kleifar, Bjarnarfjördur und Kaldbaksvík) sowie große Brüche im Gebirge, z. B. im Bjarnarfjördur und Svansgjá in Kaldbakur vorhanden; am letzteren Orte ist eine steile ca 600 m hohe Basaltspitze quer durchgespalten und mit dieser Spalte scheinen mehrere andere Risse parallel zu gehen; ebenso sind im Kaldbaksdalur und an anderen Orten große Spalten vorhanden. An der westlichen Seite des Gilsfjördur, auf Skardströnd, zwischen Skard und Fagridalur, tritt der Surtarbrandur am Meere, direkt am Ufer hervor, so daß es sich auch hier zeigt, daß der Gilsfjord durch eine Senkung im Felsenboden entstanden ist. An der Küste nördlich vom Bjarnarfjördur kommt der Surtarbrandur äußerst selten vor und kann deshalb nicht als Wegweiser mit Rücksicht auf die Tektonik dieser Gegenden dienen.

Die Nordküste der Bredebucht scheint ebenfalls in der Vorzeit durch ähnliche, bogenförmige Brüche zerklüftet gewesen zu sein, namentlich sind die Landschaften an den Fjorden zwischen Brjámslækur und Thorskafjord in dieser Hinsicht sehr instruktiv. Die sechs nächsten Fjorde innerhalb Brjámslækur sind einander sehr ähnlich. Außerhalb derselben ist die Bredebucht mit Inseln und Scheren übersät und hat eine Tiefe von nur 12 bis 15 m, dahingegen sind die Fjorde bedeutend tiefer. An den Mündungen sämtlicher Fjorde befinden sich mehr oder weniger entwickelte Brücken aus kleinen Inseln und Scheren, innerhalb welcher die Fjorde bis 170 m tief sind. Die Fjorde sind sämtlich sehr schmal, und einige von ihnen gleichen, von den Gebirgen aus gesehen, gewaltigen Spalten. An einigen Stellen finden sich, parallel mit den Fjorden, an den Gebirgsabhängen alte, mit Rasen bewachsene Risse und terrassenförmige Brüche, namentlich am Skálmarfjord,

Kvígindisfjord und Kollafjord. Aber es sind nicht allein mit den Fjorden parallellaufende Spalten, sondern auch innerhalb des Beginns derselben offene und geschlossene Spalten senkrecht auf der Fjordrichtung vorhanden. Die Gebirge zwischen den Fjorden sind bedeutend höher als das dahinter befindliche Land, aber die Neigung der Basaltdecken ist in allen gleich, 3—5° gegen SO. Am Beginn des Vattarfjördur finden sich mehrere Spalten mit der Richtung N 60° W, die Kanten der größten sind eisgeschrammt; große Spalten kommen außerdem im Gebirge westlich vom Vattardalur mit der Richtung N 70° W vor, und offene, quer zur Talrichtung laufende Spalten sind ferner im Arnarbýlisdalur, bei Hella und im Vatnsdalur vorhanden. Große Brüche mit der Richtung gegen NO werden in den Gebirgen angetroffen, und hier und da haben sich Streifen Landes zwischen die Spalten gesenkt. Warme Quellen, welche an Spalten ähnlicher Richtung geknüpft zu sein scheinen, kommen auf Bardaströnd bei Kross, bei Hellur innerhalb Brjámslækur und auf Laugaland am Thorskafjord vor. Eine Anzahl warmer Quellen bei Reykhólar scheinen an Spalten von S nach N geknüpft zu sein. Mehrere ältere, in diesen Gegenden befindliche Gänge haben die Richtung nach NO. In der Nähe dieser Fjorde befinden sich kolossale Steinhaufen, von Bergstürzen herrührend, die kaum auf andere Weise als durch Erdbeben losgerissen werden konnten. Terrainverhältnisse und vieles andere sprechen dafür, daß hinter diesen schmalen Fjorden ebenfalls alte bogenförmige Dislokationslinien liegen, von denen wiederum radiale Spalten nach dem Breidifjördur hinabführen.

Der Breidifjördur ist, wie schon früher erwähnt, ein Senkungsgebiet; auf der Nordseite fallen die Basaltdecken sämtlich zur Bucht hinab, und die aus Basalt bestehenden Inseln sind augenscheinlich Überbleibsel einer gesenkten und zerbrochenen Landscholle; auf einigen der südlichen Inseln, wie Hrappsey, fallen die Basaltdecken nach NW ab, auf anderen, sowie den nördlichen, haben die Basaltdecken eine Neigung von 4—5° nach S und SW. Auf etlichen Inseln finden sich warme Quellen, sogar einige auf dem Meeresboden. Die Basaltdecken in der Gebirgszunge zwischen Hvammsfjördur und Gilsfjördur scheinen eine ungestörte, beinahe wagerechte Lage, höchstens mit schwacher Neigung nach N oder NW zu haben. Svínadalur ist wahrscheinlich eine Grabensenkung, die dieses Hochland von dem übrigen Lande trennt; Kennzeichen von Dislokationen sind an den Gebirgsabhängen im Svinatal sichtbar, und unmittelbar südlich vom Sœlingsdalur befindet sich eine warme Quelle. Eine Dislokation an der äußersten Felsenspitze der Landzunge, Klofningur, dem Gehöft Hnúkur gegenüber, zeigt eine erhebliche Senkung in der Unterlage des Breidifjördur. Bedeutende Surtarbrandschichten treten auf dieser Halbinsel im Küstenrande am Gilsfjördur auf einem niedrigeren Niveau, als das südlich vom Hvammsfjördur befindliche, an die Oberfläche.

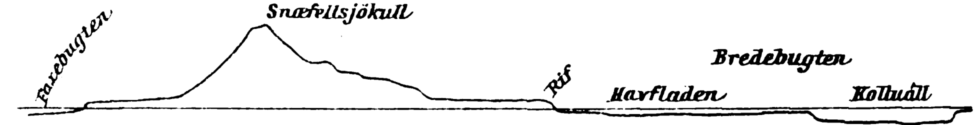
Snæfellsnes, südlich vom Breidifjördur, ist ein schmaler Horst zwischen zwei Senkungsgebieten; das Rückgrat der Landzunge besteht aus Basalt, der auf verschiedene Weise von Dolerit, Konglomeraten und Breccien gedeckt ist, auch sind viele Einlagerungen von Liparit vorhanden[1]). Der Bau dieser Landzunge ist ziemlich verwickelt aber noch nicht genügend untersucht. Die Lage der Basaltdecken in Snæfellsnes scheint an den meisten Stellen wagerecht und ungestört zu sein; an der Nordseite tritt der Basalt in Bergspitzen aus den deckenden Konglomeraten und Breccien an die Oberfläche; die ganze Südseite hat einen regelmäßigen Bau, Einschnitte oder Täler fehlen fast gänzlich an den steilen Gebirgsabhängen, die aus wagerechten Basaltdecken mit geringeren Lipariteinlagerungen aufgebaut sind; an einzelnen Stellen kommen doch einige lokale Störungen, wie z. B. bei Lýsuskard[2])

---

[1]) Th. Thoroddsen, Geologiske Jagttagelser paa Snæfellsnes og i Omegnen af Faxebugten i Island (Bihang till K. svenska Vetensk. Akad. Handlingar, Bd. XVII, Afd. II, Nr. 2). Stockholm 1891.
[2]) A. a. O. S. 14.

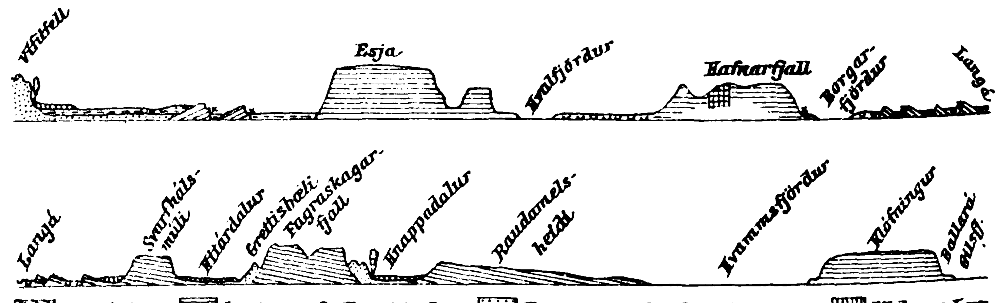


vor. Je mehr man sich Snæfellsjökull nähert, je mehr nehmen die jüngeren Breccie-, Konglomerat- und Lavabildungen zu, aber bis zu der Bucht bei Fródá tritt der Basalt doch überall an der Küste hervor, worauf er sich zum Niveau des Meeres senkt; unterhalb der Felsenspitze Enni, westlich von der Olafsvik, welche hauptsächlich aus Konglomeraten besteht, treten dicht am Meere im westlichsten Teile des Gebirges einige Basaltlagen mit östlicher Neigung an die Oberfläche. Der äußerste Teil des Basalthorsts von Snæfellsnes, unter dem großen Vulkan, Snæfellsjökull, scheint sich sehr gesenkt zu haben, so daß die Basaltunterlage, welche sich sonst in einer Höhe von 600—800 m ü. M. befindet, hier bis



zum Niveau des Meeres hinabgesunken ist. Bei Fródárheidi scheint ebenfalls ein Querbruch vorhanden zu sein, der durch viele kohlensäurehaltige Quellen und die Vulkane Mælifell und Búdaklettur bezeichnet wird. Die Möglichkeit ist auch vorhanden, daß der Snæfellsjökull in der Nähe des Schneidepunktes zwischen dem nördlichen Bruche des Faxaflói und einer Bruchlinie längs der Nordküste von Snæfellsnes, die von Skardströnd bis Rif führt, gelegen ist. Auf dieser Linie sind sichtbare Dislokationen im Basalt mit einer Sprunghöhe von 200—300 m vorhanden, und auf derselben Strecke befindet sich ebenfalls auf dem Meeresboden die früher besprochene, gewaltige Grabensenkung Kolluáll, welche eine Länge von 75 km und eine Breite von 9 km besitzt. Die Einwohner berichten, daß sich in den steilen Rändern der Kolluáll auf dem Meeresboden Lava findet, auch sind hier größere Stücke Obsidian aufgefischt worden. Etliche von den Felsenspitzen zwischen den Fjorden an der nördlichen Seite von Snæfellsnes, sind von der Gebirgskette durch tiefe Niederungen getrennt, die möglicherweise von Bruchlinien und Senkungen bedingt sind.

Daß das Gebiet des Faxaflói ein Kesselbruch ist, gelang mir bereits 1890 nachzuweisen. In der früher erwähnten, isolierten Bergmasse Esja, sowie auf der Skardsheidi, die durch Niederungen von dem inneren Hochlande getrennt ist, liegen die Basaltdecken durchgehend wagerecht, wohingegen die Decken in den vielen Gebirgsarmen und Felsenspitzen, die nördlich von Esja einen Halbkreis um die Faxebucht und das Flach-



Geneigte u. horizontale Basaltdecken. Breccie, Tuff u. Konglomerate. Moderne Lava. Liparit. Glaciale- u. postglaciale Bildungen. Doleritische, gescheuerte Laven. × × Heisse Quellen. Vulkane.

Schematisches Profil von Vifilfell bis Gilsfjördur. Masstab: Länge zur Höhe = 1:5.

land Mýrar bilden, überall ein schwaches Gefäll (3—5°) nach dem Lande zu haben; die Richtung des Gefälls scheint sich gleichmäßig nach dem Streichen des halbkreisförmigen Bruchrandes zu verändern. Westlich vom Hnappadalur beginnt die Gebirgskette von Snæfellsnes mit ihren wagerechten Basaltdecken, deren Abfall sich jedoch plötzlich auf der westlichen Seite des Hnappadalur verändert, wo ein Bruch quer hinüber zum

Hvammsfjördur zu sein scheint; warme und kohlensäurehaltige Quellen, Vulkane und ähnliche Erscheinungen deuten darauf hin. In der Niederung Mýrar, welche von mächtigen Torfbildungen bedeckt ist, kommen an unzähligen Stellen kleinere Basalthügel aus dem Moore hervor. In diesen Hügeln fallen die Basaltdecken in derselben Richtung wie in den Gebirgen, welche die Niederung begrenzen, ab, nur ist der Fall in den Hügeln gewöhnlich bedeutend größer (10—15°). Der in den Gebirgen am Hredavatn zwischen den Basaltdecken befindliche Surtarbrandur, hat eine Höhe von nahezu 300 m ü. M., während die Surtarbrandur in den nahegelegenen Stafholtskastali, wo er in einem Basalthügel in der Niederung vorkommt, nur eine Höhe von 20—30 m ü. M. erreicht. Demnach scheint hier ein bedeutender Bruch vorhanden zu sein. Der Surtarbrandur bei Emmuberg auf Skógarströnd befindet sich nur 54 m ü. M., was auf einen Abfall des Surtarbrandur, dem der Basaltdecken nach dem Hvammsfjord zu entsprechend, deutet; jedoch können auch in der wenig bekannten, dazwischen liegenden Gebirgsstrecke Dislokationen stattgefunden haben, von denen man noch nichts weiß.

Die Vulkane im südlichen Island sind an Spalten von SW nach NO geknüpft, während die meisten Vulkane im nordöstlichen Teile von Island an Spalten gebunden sind, die ungefähr die Richtung von S nach N verfolgen. Anders verhält es sich mit den Vulkanen am Faxaflói; auf der Halbinsel Reykjanes, die aus Tuff und Breccie besteht, ziehen sich unzählige Krater in vielen parallelen Linien durchgängig in nordöstlicher Richtung quer über die Halbinsel. Die Vulkane am östlichen und nördlichen Teile der Faxaflói sind an Spalten im Basalt geknüpft, welche andere Richtungen verfolgen, als die, welche sonst in Island bekannt sind; die Richtungen dieser Kraterspalten ordnen sich in einem Bogen um das Tiefland von Faxaflói. Auf der südlichen Seite von Snæfellsnes liegen mehrere Krater in einer, mit der Gebirgskette parallel laufenden Reihe, oder ungefähr von O nach W. Offene Spalten in derselben Richtung sind hier z. B. bei Ellidatindar vorhanden, und auf der Vatnsheidi nördlich von diesem Berge findet sich ebenfalls eine große Spalte quer über die Gebirgskette. In diesen Gegenden bei der Faxaflói sind eine Menge warmer Quellen, ich habe über 50 einzelne Quellengruppen mit mehreren hundert besonderen Wasserlöchern untersucht. Die warmen kochenden Quellen stehen in enger Beziehung zur Tektonik des Landes, sie befinden sich sämtlich in geringer Höhe über dem Meere und sind besonders an Bruchlinien zwischen dem Hochland und Tiefland geknüpft. Südlich vom Esja finden sich, wie bereits erwähnt, viele warme Quellen bei den gesenkten, kleinen Basaltgebirgen, sowie nördlich vom Skardsheidi in der Niederung bei den kleinen Basalthügeln, die gesenkte Stücke der zerbrochenen Landplatte zu sein scheinen. Die allermeisten warmen Quellen werden jedoch in den Tälern angetroffen, die sich vom Borgarfjördur aufwärts erstrecken, besonders Lundareykjadalur, Reykholtsdalur und Hvítárdalur. Früher hat man aus dem Vorhandensein der Quellen die Schlußfolgerung gezogen, daß die Täler durch Spalten oder Senkungen entstanden seien, aber die nähere Untersuchung hat ergeben, daß dem nicht so ist. Die Täler scheinen sich in keiner Weise von den gewöhnlichen Erosionstälern zu unterscheiden, die Spalten, auf denen sich die Quellen befinden, treten so deutlich im Reykholtstal und Hvítátal an die Oberfläche, daß es unmöglich ist, zu verkennen, daß alle quer zur Richtung der Täler laufen; auch sind an den Gebirgsabhängen deutliche alte Bruchlinien mit gleicher Richtung vorhanden, so daß diese Quellen und Spalten, den Vulkanen gleich, in einem Bogen um die Niederung von Faxaflói geordnet sind. Deutliche Querbrüche in den Gebirgen, welche dieselbe Richtung wie die Quellenspalten verfolgen, sind u. a. im Reykholtsdalur, bei Kleppholtsreykir und anderweitig vorhanden, ferner in Grjóthâls und bei Langavatn, wo alle diese Brüche quer zu den Tälern laufen und im Halbkreis geordnet, die Niederung umgeben. An den unteren Teilen

der Basaltgebirge lassen sich die Brüche leicht erkennen, weil die Vegetation Schutz in den Rissen findet, und man den Lauf der schmalen grünen Streifen an den Bergabhängen, die keine Rücksicht auf die Skulptur der Oberfläche und die gewöhnlichen Erosionswege nehmen, verfolgen kann. An einzelnen Orten sind jedoch Bruchlinien parallel mit den Tälern beobachtet worden, wie im Svinadalur südlich von der Skardsheidi. Ob die Quellen im Hnappatal in Verbindung mit einem Querbruch der Gebirgsmassen stehen, ist unsicher. Kohlensäurehaltige Quellen, deren es zehn bis elf gibt, sind nur auf Snæfellnes oder in unmittelbarer Nähe davon, vorhanden, wie die Quelle bei Raudimelur, welche an dieselbe Bruchlinie von O nach W, wie die Vulkane, geknüpft zu sein scheint; eine Ausnahme scheinen jedoch die Quellen bei Fródárheidi zu machen, die nicht nur in der Niederung, sondern auch hoch oben im Gebirge gefunden werden, vielleicht sind dieselben, wie schon früher angedeutet, an einen Querbruch bei dem Vulkan Mælifell gebunden.

Im Gebiet der Breccieformation mitten im Lande sind Senkungen und Spaltenbildungen noch weit vorherrschender; Spalten und Kraterreihen, terrassenförmige Abfälle und Grabensenkungen sind hier ganz allgemein, und an einzelnen Stellen ist das Land meilenweit dermaßen von Spalten zerklüftet, daß es beinahe unmöglich ist, zu Fuß oder zu Pferde vorwärts zu dringen. An der vulkanischen Halbinsel Reykjanes ist der unterliegende Basalt bei der Faxaflói am tiefsten gesenkt. Wie schon erwähnt, wird Basalt in den kleineren Gebirgen in Mosfellssveit gefunden, ebenso bestehen die Inseln außerhalb teilweise aus Basalt, der auch vereinzelt in der Umgegend von Reykjavík, dicht am Meeresrande unter Dolerit und Tuff vorkommt, aber darauf vollständig auf der Reykjanes verschwindet, also muß hier die zerbrochene Basaltplatte tief unter das Niveau der Meeresfläche gesunken sein. Die Halbinsel besteht fast ausschließlich aus Tuff und Breccie, die von gescheuerten Doleritströmen und modernen, basaltischen Laven gedeckt sind. Ursprünglich ist Reykjanes sicher ein zusammenhängendes Plateau gewesen, das durch Senkungen und Brüche von SW nach NO in viele Streifen zerteilt ist, was in den vulkanischen Gegenden in Island eine gewöhnliche Erscheinung ist. An jedem Gebirgsabhang entlang, auch oft auf dem flachen Lande, sowie auf dem Rücken der Gebirgsketten, finden sich viele Kilometer lange Reihen kleiner Krater, von denen große Lavaströme ausgeflossen sind. Die vielen Vulkane auf Reykjanes habe ich schon früher besprochen, jedoch sind auf dieser Halbinsel offene Brüche in großer Menge, klaffende Spalten in den Lavaströmen, Grabensenkungen und Terrassenbrüche vorhanden, sämtlich in gleicher Richtung mit den Kraterreihen. Hier finden sich mehrere parallele offene Lavaspalten, welche sich von der südwestlichen Spitze der Halbinsel aus nach NO mit einer Länge von mehr als 30 km hinziehen. Nordöstlich von Kaldá und Helgafell befinden sich ebenfalls offene Sprünge mit langen, gesenkten Streifen Landes dazwischen, die sich in einer Länge von 12—15 km nach Ellidavatn zu erstrecken. Auf Reykjanes, wie an vielen anderen Orten im Tuffgebiet liegen die Bruchlinien so dicht aneinander, daß sie nicht immer leicht zu unterscheiden sind, oder daß festgestellt werden könnte, welche von ihnen die größte Bedeutung in bezug auf die Tektonik und Skulptur der Landschaft habe. Zwei vulkanische Hauptlinien (nebst einer Menge kleinerer paralleler Sprünge) scheinen jedoch von größter Bedeutung auf der Halbinsel zu sein, von denen die eine von Selatangar über Núphlídarháls, Trölladyngja und Undirhlidar sich bis zu einem glazialen Vulkan auf der Mosfellsheidi hinzieht und vielleicht eine Fortsetzung der Bruchlinie Súlur—Ok ist. Die andere Linie geht über die Brennisteinsfjöll am Vífilsfell nach Hengill, am Thingvallasee entlang bis zu Skaldbreid. Diese Linie ist bis Hengill, einer Perlenschnur gleich, mit Kratern besetzt, und von dort an ist die Bruchlinie häufig offen und tritt an die Oberfläche. Wie schon früher erwähnt ist, zieht sich eine offene, vulkanische Spalte, die große Lavaströme ausgegossen hat, zum

Hengill südlich von Nesjavellir hinauf und setzt sich längs der westlichen Seite des Thingvallasees fort, wo die Berge steil zum See abfallen, der hier dicht am Lande sehr tief ist, worauf sie durch Almannagjá, die weltbekannte große offene Spalte, hinauf zum Armannsfell weitergeführt wird, in derselben Richtung befindet sich der Vulkan Skjaldbreid; weiter östlich liegen Hrafnagjá und eine Kraterreihe bei Tindaskagi, und wie bekannt, hat sich das Land zwischen den Spalten Hrafnagjá und Almannagjá tief gesenkt; ein Stück Landes von 60—70 qkm zwischen diesen Spalten hat sich 30—50 m gesenkt, und während des heftigen Erdbebens 1789 senkte es sich 2/3 m. Diese letzteren Bruchlinien lassen sich weite Strecken hin verfolgen, während die meisten vulkanischen Spalten nur stückweise, oft von vielen anderen parallelen Sprüngen begleitet, an die Oberfläche treten, obwohl sie wahrscheinlich von zusammenhängenden, langen Bruchlinien im Innern der Erde herrühren. Dieselbe Beobachtung macht man bei dem Verfolgen alter Gänge in der Palagonitformation, wo sie oft auf kurzen Strecken an die Oberfläche kommen, während die von ihnen ausgefüllte Spalte tiefer in der Erde bedeutend länger im Zusammenhang ist. Kraterreihen und Vulkane, östlich vom Thingvallasee, wie Lyngdalsheidi, die Kraterreihen bei Klausturhólar und Hlödufell, liegen wahrscheinlich auf einer langen, zu den ersteren parallelen Spalte, was sich aber nicht mit Sicherheit bestimmen läßt, da offene Sprünge nur auf kurzen Strecken vorkommen. In der Verlängerung dieser vermuteten Linie finden sich gegen SW eine Menge warmer Quellen bei Reykir, sowie der Vulkan Selvogsheidi, der gesenkt ist und sich von dem nördlicheren Vulkan Heidin há durch viele offene Spalten von SW nach NW getrennt ist. Zwischen den Hauptlinien auf der Halbinsel Reykjanes sind eine große Anzahl kleinerer Bruchlinien und Senkungen vorhanden, u. a. Lágaskard, wo Staffelbrüche mit Kraterbildungen vorkommen. Gegen NO liegt auf derselben Linie zwischen Langjökull und Hofsjökull der große Vulkan Strýtur, sowie einige glaziale Vulkane; daß diese Vulkane dieser Bruchlinie angehören, ist wahrscheinlich, kann aber noch nicht direkt bewiesen werden; die Vulkane gehören dem Dyngja-Typus an, weshalb eine event. Spalte an der Oberfläche nicht sichtbar ist, wenn sie überhaupt existiert. Die heißen Quellen auf Hveravellir und in Beljandatungur scheinen am ehesten an Sprünge mit nordnordwestlicher Richtung geknüpft zu sein, was mit den Bruchlinien des Nordlandes übereinstimmt.

Das südlichste Tiefland (4000 qkm) ist ein gesenktes Terrain, von steilen Tuff- und Brecciegebirgen, den abgebrochenen Rändern des inneren Hochlandes, begrenzt; es ist das für Erdbeben gefährlichste Gebiet in Island und soll an anderer Stelle näher besprochen werden. In der Niederung und längs ihrer Bruchränder finden sich viele warme Quellen. In den Randgebirgen und aufwärts nach dem Innern zu werden dieselben Spaltenrichtungen, SW nach NO, wahrgenommen. Die größten offenen Spalten, Staffelbrüche und Dislokationen kommen im Thjórsárdalur vor. Der Berg Búrfell ist mitten durch von einer großen, offenen Spalte nebst vielen kleineren gespalten; von der Spitze des Berges Búrfell konnte ich (1888) die Fortsetzung dieser Spalte weit hinauf zum Hochlande östlich vom Stangarfjall verfolgen, und mehrere Spalten mit gleicher Richtung waren in Fossalda und anderweitig sichtbar. Der Gebirgsabhang von Fossalda, Hrunid, ist unterhalb des großen Wasserfalls in langen Streifen zerklüftet, die vom Gebirgsrande terrassenförmig nach O hinabgesunken sind; einige dieser Streifen weisen wiederum querlaufende Sprünge auf. Die Spalten haben eine ähnliche Richtung wie die Stromklüfte, und würden, in gerader Linie fortgesetzt, zu der warmen Quelle bei Reykholt führen. Die Struktur der Gegend Hreppar, westlich vom Thjórsárdalur, welche aus vielen kleinen Gebirgen und parallelen Tuffrücken besteht, scheint ebenfalls mit den südwest-nordöstlichen Bruchlinien in Verbindung zu stehen; hier sind gleichfalls warme Quellen an Spalten derselben Richtung

gebunden. Betrachtet man den Rand des Hochlandes vom Laugardalur bis Eysti-Rangá erhält man im ganzen genommen den Eindruck, daß diese Spaltenrichtung den Grundplan für die Formen des Terrains bildet, und daß der ursprüngliche Felsenboden in lange Streifen zerklüftet ist. Nirgendwo ist es doch so in die Augen fallend, wie auf dem Terrain der Hekla. Die Hekla selbst ist ein kolossaler Tuffrücken mit einer Kraterkluft von SW nach NO, welche den ganzen Rücken der Länge nach zerspaltet; in paralleler Richtung erstrecken sich viele kürzere und längere Gebirgszüge aus Tuff und Breccie, zwischen welchen die Niederungen mit Lavaströmen und Kraterreihen gleicher Richtung angefüllt sind. Die Lavafelder der Hekla weisen ebenfalls viele Sprünge auf, unter anderen fließt auch einer derartigen Spalte der Vestri-Rangá in der Nähe von Svínhagi entlang. In der Landschaft Landsveit sind ebenfalls große Spalten mit gleicher Richtung in der Lavaunterlage vorhanden, sowie auch viele neue, teilweise kolossale Spalten mit anderen Richtungen während des Erdbebens 1896 entstanden; der größte derselben hat die Richtung N 10° W. und ist 15 km lang; er zerspaltet alle Höhen und Felsen in gerader Linie ohne Rücksicht auf Terrainverhältnisse; bei Flagbjarnarholt hat der Sprung eine Breite von 4 m, und an vielen Stellen haben sich auf demselben Erdfallslöcher von 2—6 m im Durchmesser in der Erde gebildet. Die Ränder der Spalte sind verschiedenartig gesunken, so daß bisweilen der östliche, zuweilen der westliche der höhere ist. Große Sprünge mit der Richtung N 10° O. zerspalten den 347 m hohen Skardsfjall. Bei Arnes befindet sich eine ältere Spalte (N 30° O.), aus der heiße Dämpfe aufsteigen, bei Fellsmúli kommen Risse mit der Richtung N 45° O. u. a. m. vor. Während der Erdbeben 1896 entstanden in dem südlichen Flachlande zahlreiche Sprünge von SW nach NO, sowie von SO nach NW, auf Skeid sind ebenfalls sehr große alte Spalten[1]) vorhanden.

Nordöstlich von der Hekla in der vulkanischen Gegend am Torfajökull sind die neueren basaltischen Ausbrüche an Spalten von SW nach NO geknüpft, wie eine 3—4 km lange Spalte bei den Raudfossafjöll von SW nach NO, sowie die Kraterreihen von 1878 bei Krakatindur u. a. m. Aber hier kommen ebenfalls große offene, senkrecht auf den anderen befindliche Spalten vor mit der Richtung SO—NW, die eher an die liparitischen Ausbrüche (Sudurnámur) geknüpft zu sein scheinen, in Sáta ist auch eine basaltische Ausbruchsspalte von SSO nach NNW vorhanden. Die zahlreichen, schmalen Tuffketten, welche sich vom Torfajökull aufwärts nach dem Vatnajökull hin erstrecken, verfolgen ebenso wie die Flußläufe und Seen die Richtung nach NO, so daß wahrscheinlich auch hier die gewöhnliche Richtung der Spalten den Terrainverhältnissen ihren Charakter verliehen hat. Ebenso sind die vielen Vulkane bei den Veidivötn augenscheinlich an dieselben Spaltensysteme geknüpft; obwohl viele der dortigen Kratergruppen den Charakter von Explosionskratern besitzen, beweist jedoch die ca 10 km lange, offene Kraterspalte bei den Seen Fossvötn, welche den großen Krater, in welchem der See Tjaldvatn liegt, zerklüftet, daß die gewöhnliche Spaltenrichtung nach NO auch hier tiefer in der Erde die herrschende sein muß. Mehrere noch wenig bekannte Kraterreihen weiter draußen in den Lavawüsten scheinen ebenfalls dieselbe Richtung zu verfolgen.

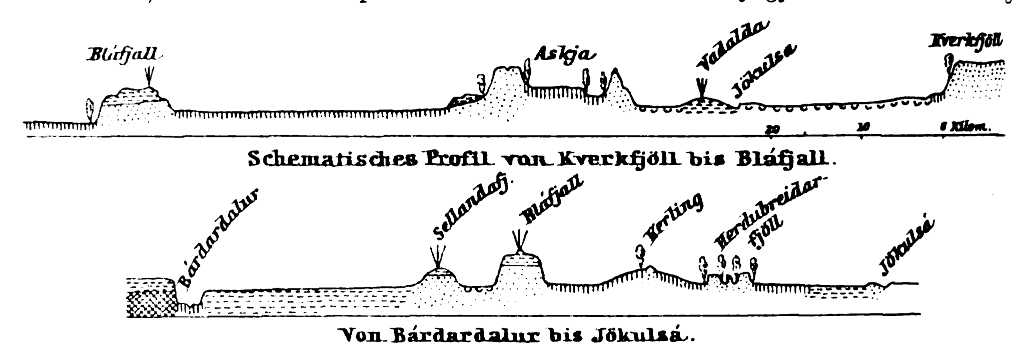
Von den Ausbruchsöffnungen der beiden großen Vulkane Eyjafjallajökull und Katla, die unter den Eismassen des Mýrdalsjökull begraben liegen, sowie von ihren Beziehungen zur Tektonik der Umgegend ist wenig bekannt. Daß diese beiden Vulkane untereinander in Verbindung stehen, läßt sich durch ihre wechselseitigen Beziehungen während der Ausbrüche in den Jahren 1821—23 vermuten, indem sie gleichsam durch eine rhythmische

[1]) Eine Menge Messungen von Spaltenrichtungen auf dem Gebiet der Erdbeben sind in meinem Buche »Landskjálftar á Islandi, Kopenhagen 1905, S. 73—79, verzeichnet.

Bewegung abwechselnd Dampfwolken ausstießen. Nördlich vom Mýrdalsjökull tritt die allgemeine Spaltenrichtung deutlich genug hervor, indem hier die gewaltige Vulkanspalte Eldgjá sowie die Kraterreihe des Laki die Richtung von SW nach NO verfolgen. Weiter östlich auf der südlichen Küste scheinen sich die Spaltenrichtungen zu verändern, indem die Vulkane an Spalten von S nach N gehend gebunden sind, jedoch sind die größten Vulkane unter Eis begraben und entziehen sich deshalb der Beobachtung. Die Tuffrücken verfolgen in diesen Gegenden durchgängig die Richtung von S nach N, ebenso die Kraterreihen auf dem eisfreien Lande, die Kraterreihe Bunuhólar bei Sida hat die Richtung N 7° O., und Raudhólar am Rande des Vatnajökull, nördlich vom Fljótshverfi hat die Richtung von S nach N. Der äußerst tätige Vulkan bei den Grimsvötn, östlich von Hágöngur, liegt unter Eis begraben, und der Öræfajökull ist mit Gletschern bedeckt. Die Vulkane Kverkfjöll liegen in gerader Linie nördlich vom Öræfajökull, und in der Mitte zwischen diesen beiden befindet sich der mit Schnee bedeckte vulkanische Berg »Vatnajökull Housie«, so daß diese drei Vulkane aller Wahrscheinlichkeit nach an dieselbe Spalte geknüpft sind, obwohl es nicht direkt bewiesen werden kann. Die Kverkfjöll sind von einer gewaltigen Kluft mit steilen 200—300 m hohen Seiten, durch welche sich ein Gletscher hinabzieht, von S nach N gespalten. Der alte, mit Eis bedeckte Vulkan Snæfell (1822 m) in der Nähe des nördlichen Endes des Vatnajökull, ist von einer mit Liparit angefüllten Spalte mit nordnordöstlicher Richtung zerklüftet, ebenso verfolgen die vielen Tuffrücken, welche den Snæfell mit dem Vatnajökull verbinden, die Richtung von S nach N. Im Kverkhnúkarani befinden sich zahlreiche Krater zwischen Breccie- und Tuffgipfeln, anscheinend mit der Richtung gegen NNO, jedoch sind diese schwierig zugänglichen Vulkane noch sehr wenig bekannt. Die Krater am Dyngjujökull, von denen das Lavafeld Holuhraun stammt, scheinen die Richtung von S nach N zu verfolgen.

In der Lavawüste Odádahraun, welche große Areale nördlich vom Vatnajökull bedeckt, treten die vulkanischen Spaltensysteme sehr deutlich zutage, die Spalten des Südlandes von SW nach NO erstrecken sich bis hier hinauf, an der südwestlichen Ecke des Vatnajökull vorbei, aber im übrigen ist die Spaltenrichtung von S nach N die überwiegende. Im Schneidepunkt dieser beiden Arten von Bruchlinien befindet sich in den Dyngjufjöll der größte Vulkan auf Island, die Askja. Durch die ganze Lavawüste am Mývatn vorbei zum Meerbusen Skjálfandi erstreckt sich vom Vonarskard bis zum Meere ein regelmäßiger Bogen von zerstückelten Plateaubergen und kleineren parallelen Tuffrücken, an welchen die vulkanischen Spalten und Ausbrüche gebunden sind. Auf beiden Seiten dieses Gebirgsbogens haben große Senkungen stattgefunden, auch haben die Ebenen auf beiden Seiten annähernd dieselbe Höhe und senken sich gleichmäßig vom Vatnajökull nach dem Meere zu. Die Neigung ist jedoch größer zum Skjálfandi hinab, so daß der westliche Teil der Landscholle, zwischen den Strömen Skjálfandafljót und Jökulsá dadurch eine windschiefe Neigung zum Meerbusen Skjálfandi hinab erhält, was dadurch noch deutlicher hervortritt, daß die abgebrochenen Gebirge westlich vom Bárdardalur sich so hoch und steil von dem am meisten gesenkten Flügel erheben. Alle Vertiefungen in diesen Gegenden sind mit Lava angefüllt, und die Spalten in der Erde, welche die Lavaströme hervorgebracht haben, finden sich mit ihren Kraterreihen fast immer parallel zu den emporstehenden Seiten der Gebirgsreihen, die man als die Bruchränder der übrig gebliebenen Horste ansehen kann; an einzelnen Stellen ist das dünnflüssige Magma an einem Punkte aufgehäuft worden und hat Lavakuppeln gebildet, welche die Tuffrücken, an deren Seiten die Laven hervorgebrochen sind, teilweise verhüllen. Die vorerwähnte, bogenförmige Anordnung der emporstehenden Gebirgsketten in diesem Teile des Landes scheint durch die beiden Spaltensysteme verursacht zu sein. Vom Gœsavötn aus erstreckt sich eine Vulkanlinie von SW

nach NO nach den Dyngjufjöll hin, auf deren westlichen Seite das Land nicht unbedeutend gesunken ist, so daß der nach O abfallende Dyngjuháls sich wie eine steile Wand von den Lavafeldern im W der Trölladyngja abhebt[1]). Auf dieser Bruchlinie hat sich die Lavakuppel Trölladyngja gebildet, ebenso befinden sich auf dem Dyngjuháls mehrere parallele Kraterreihen, und eine Kraterspalte erstreckt sich vom Trölladyngja aus in der Richtung



Schematisches Profil von Kverkfjöll bis Bláfjall.

Von Bárdardalur bis Jökulsá.

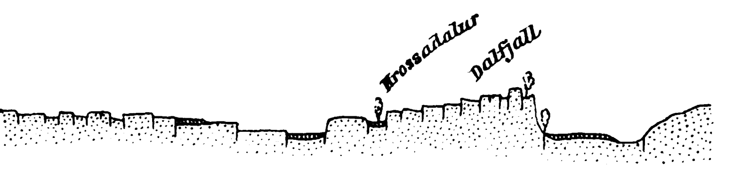
Glaciale od. alluviale Bildungen — Moderne Lava — Praeglaciale Lava — Palagonit Breccie — Basalt — V Glaciale Vulkane — Moderne Vulkane.

der vulkanischen Senkung im südöstlichsten Winkel der Askja, wo sie die südnördlichen Spalten trifft. Die nordöstlichste Spalte wird durch Kraterreihen bis zur Kollótta Dyngja weitergeführt, woselbst sie auch von südnördlichen Spalten gekreuzt wird. Bei dem Ausbruch der Askja 1875 entstanden in der Oberfläche, ungefähr in südnördlicher Richtung, große Spalten, die über 80 km nach N verfolgt werden können; auf diesen Spalten fanden damals gleichfalls, sowohl östlich vom Ketill als auch in der Sveinagjá heftige Ausbrüche statt. Dem Ausfluß der Lavaströme aus den Spalten der Sveinagjá gingen Explosionen in der Askja voraus, eine Erscheinung, welche in ähnlicher Weise schon früher auf Island beobachtet worden ist. Die Ausbrüche der beiden Vulkane scheinen miteinander in Verbindung gestanden zu haben, da man eine Wechselwirkung an den beiden Hauptausbruchsstellen wahrnehmen konnte. Am 3. Januar 1875 spieen die südlichen Krater in der Askja, am 18. Februar die mittelsten Krater in der Sveinagjá, am 10. März die nördlichen Krater ebendaselbst, am 29. März fanden die gewaltigen Bimssteinausbrüche aus dem nördlichen Krater der Askja statt, und am 4. April bildeten sich die südlichen Krater in der Sveinagjá. Im östlichen Teile des Odáðahraun und am Mývatnsöræfi finden sich eine unzählige Menge Spalten und Senkungen von S nach N, sowie zahlreiche Kraterreihen, von denen die wichtigsten auf der geologischen Karte angegeben sind. Bei den Herdubreidarfjöll befinden sich eine Menge Krater, sowie nördlich und westlich von diesen Bergen unzählige Spalten; eine hier befindliche Senkung zwischen zwei senkrechten, 30—50 m hohen Wänden hat eine Länge von ca 15 km, und eine Breite von 1 km; eine ähnliche Senkung (Fjallagjá) findet sich bei Hrossaborg und eine andere nördlich von Sveinagjá. Dieselben Verhältnisse wiederholen sich hier, schmale Landstreifen haben sich zwischen parallelen Spalten, mit der Richtung von S nach N gesenkt.

Die Umgegend des Mývatn ist sehr reich an Explosionskratern, Kraterreihen, offenen Spalten, geschlossenen Rissen und staffelbruchförmig gesunkenen Landstreifen. Eine 35 km lange Kraterlinie, die sich vom Bláfjöll bis zum Gæsadalsfjöll von S nach N erstreckt, ist von mir früher besprochen worden; viele kürzere Kraterreihen kommen auf parallelen Spalten, sowie offene Spalten im Námufjall und anderweitig vor. In den Lavaströmen östlich vom Mývatn sind

[1]) Näheres über die Geologie dieser Gegenden, mit Profilen und Karten kann in meiner Abhandlung: »Vulkane im nordöstlichen Island« in Mitt. d. k. k. Geogr. Ges. Wien 1891, S. 117—45, 245—89, und in Geogr. Tidskr. 1905/06, gelesen werden.

viele tiefe und breite Klüfte von S bis N vorhanden, von denen die Stóragjá bei Reykjahlid die bekannteste ist. Die Spalte besitzt an einigen Stellen eine Breite von 5—10 m, an anderen ist sie so schmal, daß man über dieselbe springen kann, und stellenweise ist sie ganz zusammengefallen; die Tiefe beträgt meistens 10—15 m, an einigen Stellen findet sich auf dem Boden warmes Wasser; die Spalte zieht sich mit einer Länge von 5½ km zum Hlidarfjall hinauf. Parallel zu derselben finden sich drei oder vier andere offene Spalten, von denen die eine ca 14 km lang ist. Östlich von der Kraterreihe des Leirhnúkur finden sich ebenfalls offene Spalten in gleicher Richtung, ungefähr S—N, unter anderen die sogenannte Grjótagjá. Das ganze Terrain zwischen dem Hlidarfjall und Dalfjall ist von zahlreichen Verwerfungsspalten durchschnitten, so daß die Berge in schmale Streifen von S nach N zerspalten sind; auf diesen Bruchlinien sind an einigen Stellen Laven hervorgequollen und es haben sich einzelne Krater gebildet. Vom Hlidarfjall hat man einen guten Überblick über dieses ganz zerklüftete Terrain, dessen Spalten meistens älter sind als die Ausbrüche in den Jahren 1724—30. Bei dem Berge Hlidarfjall ist der westliche Rand der Spalten höher, indem sich das Land zwischen diesem Berge und dem Dalfjall gesenkt hat. Eine einzelne Spalte wurde beobachtet, welche die anderen durchschnitt und sich nach den Seen Slí gegen SW hinabzog. Westlich vom Mývatn sind ebenfalls alte Spalten vorhanden, unter anderen wurde auf dem Hólasandur eine alte grasbewachsene Spalte, 1884, beobachtet, die sich vom Lambafjöll bis zur Laxá mit einer Länge von nahezu 20 km zu erstrecken schien; der westliche Rand dieser Spalte ist ebenfalls höher. Höchst wahrscheinlich bezeichnet Laxárdalur auch eine alte Bruchlinie. Bei Thverá wurde 1882 eine recht erhebliche Dislokation zwischen Doleriten auf der Westseite, sowie Doleriten und Tuffen auf der Ostseite wahrgenommen. Südlich vom Mývatn sind unter anderen in der Nähe vom Gígarhóll zwischen den Bergen Sellandafjall und Bláfjall ebenfalls Spalten vorhanden.



Schematisches Profil über Dalfjall, die parallelen Brüche zeigend.

Am meisten zerrissen sind die Gegenden nördlich vom Mývatn, Reykjaheidi und Kelduhverfi; gegen O sind dieselben von der großen Kluft der Jökulsá begrenzt, die sich vom Dettifoss mit einer Länge von 20 km zum Ás hinabzieht, und eine durch Erosion erweiterte Spalte zu sein scheint. Gegen W wird das Terrain von dem Basalthorst der Halbinsel Tjörnes, sowie von den Tuffgebirgen, welche sich einwärts zum Laxárdalur erstrecken, begrenzt. Am zahlreichsten sind die Spalten im Lavaterrain Reykjaheidi selbst und im westlichen Teile des Kelduhverfi. Nördlich von den Bergen Hrútafjöll findet sich eine Lavapartie (Gjástykki), welche dermaßen von parallelen Spalten zerklüftet ist, daß sie jedes Vorwärtsdringen für Menschen und Tiere unmöglich macht; nur an einer einzelnen Stelle kann man auf großen Umwegen über das zerspaltene Lavafeld gelangen. Bei den Bergen Lambafjöll und Theystareykjafjöll sind Spalten und Solfataren vorhanden, und von dem Kuppelvulkan Theystareykjabunga erstrecken sich mehrere Spalten nördlich, von denen einige mit einer Reihe von trichterförmigen Löchern an die Oberfläche treten. Die Richtung des Kraters Stóra-Víti vom Theystareykjabunga aus schien fast südlich zu sein (S 3° O), und die Hauptaxe des letztgenannten länglichen Kraters ging genau in derselben Richtung. Demnach sind diese Vulkane auf einer Spalte von S nach N entstanden. Auf der Hochebene Reykjaheidi scheint die mittelste Partie, auf welcher sich die Vulkane befinden, am meisten gesenkt zu sein, bei den Hrútafjöll ist die östliche Wand der Spalten am höchsten,

bei den Lambafjöll die westliche. Das südlichste Gehöft in der Niederung Kelduhverfi, Undirveggur, befindet sich unter einer senkrechten Felsenmauer, welche die westliche Seite einer Spalte bildet, deren östliche abgesunken ist. In der Nähe sind in den Lavaströmen unzählige Spalten vorhanden, zwischen denen an vielen Stellen Senkungen stattgefunden haben. Die größte Anzahl von Spalten befinden sich zwischen den Vikingavatn und Fjöll. Einige unter ihnen heben sich als lange, schnurgerade Felsenwände ab, weil die eine Seite hinabgesunken ist; zuweilen sind die Spalten auf langen Strecken offen, aber hier und da zusammengefallen. Blickt man in eine solche Spalte hinab, so sieht man nichts anderes als einen finsteren Abgrund mit Ausnahme einiger Stellen, wo sich Eis und Schnee oder Wasser auf dem Boden derselben befindet. Die Tiefe der Spalten ist sehr verschieden, bei einzelnen sind Leute, die hinabgelassen wurden, um, wie es häufig geschieht, ein verunglücktes Schaf heraufzuholen, 20—30 Faden (38—57 m) tief gelangt, ohne daß sie den Boden erreichten. Wo die Lava mit Humus bedeckt ist, zeigen die Spalten sich häufig als Vertiefungen oder Rinnen mit einem frischeren und üppigeren Pflanzenwuchs, als die Umgebungen aufweisen, weil die Pflanzen dort besseren Schutz finden. Daher heben sich diese Rinnen in der Landschaft als grüne Streifen ab. Diese vielen Risse und Sprünge in der Lava haben ungefähr eine nordnordöstliche Richtung, die östlicher zu werden scheint, je mehr man sich den Gebirgen auf Tjörnes nähert. In den steilen Bergabhängen von Basalt, innerhalb des Gehöftes Fjöll, finden sich gleichfalls mehrere parallele Spalten mit ähnlicher Richtung wie die der Lavaspalten, woraus unter anderen hervorgeht, daß die Spalten Senkungen im Untergrunde selbst zuzuschreiben und nicht an die Lavaströme gebunden sind. Ein großer Sprung in der Lava westlich vom Vikingavatn hatte die Richtung N 26° O, die Spalte Gudfinnugjá in der Nähe des Gehöftes Fjöll N 37° O. In der östlichen Kelduhverfi haben die Spalten meistens die Richtung von S nach N, ebenso die gewaltige Spalte, durch welche die Jökulsá in die Niederung hinabströmt. Hier befindet sich ebenfalls die bekannte große, hufeisenförmige Einsenkung Ásbyrgi[1]). Ebenso sind östlich von der Jökulsá, besonders auf der sogenannten Tunguheidi gewaltige Senkungen und Spaltungen vorhanden; die Landschaft ist von unzähligen Spalten zerklüftet, die jedoch zwei Systemen anzugehören scheinen, ältere Spalten mit der Richtung von S nach N und jüngere mit etwas nördlicherer Richtung. Die Kraterreihen bei Borgir verfolgen die Richtung N 24° O, während die auf Hólasandur, welche sich nach Kvennsödull hin erstrecken, die Richtung N 6° O haben. Die Kraterreihe Raudhólar im Innern der Melrakkasljetta hat die Richtung N 36° O. Die nordsüdlichen Spalten auf der Tunguheidi werden durch die Höhenzüge, auf der Ostseite des Axarfjördur fortgesetzt, wo viele lange Spalten vorhanden sind. Zwei große Spalten erstrecken sich von S nach N, vom Skinnastadur aufwärts zum Sandfellshagi, von denen die westlichere etwas östlicher zu gehen scheint, während die andere eine direkt nördliche Richtung verfolgt; mehrere kleinere parallele Spalten finden sich auch in den Anhöhen oberhalb der Ansiedlung. Dieselben Spalten kann man noch an der Westküste der Melrakkasljetta in Núpasveit im Felsenboden verfolgen, wo sie jedoch ein wenig nach W abweichen. Die größte von ihnen erstreckt sich von dem Berge Valthjófstadafjall bis gegen Raudinúpur hin, wo sie zwischen Kílsnes und Grjótnes verschwindet; sie hat bei einer Länge von 25 km die Richtung N 15° W, an einzelnen Stellen ist die Spalte zusammen gefallen und undeutlich zu erkennen, an anderen ist sie durch eine längliche, grasbewachsene Vertiefung und durch Reihen von Erdfallslöchern angegeben, meistens aber tritt sie als eine klaffende Spalte zutage. Ein anderer parallel laufender Sprung findet sich bei Snarta-

[1]) **Th. Thoroddsen: Eine Lavawüste im Innern Islands.** (Pet. Mitt. 1885, S. 294.)

stadir, und infolge der Senkung des westlichen Flügels, bilden die beiden Spalten zwei nebeneinander liegende Terrassen, die zuletzt auf einem Kiesfeld bei Leirhafnarskörd verschwinden. Axarfjördur zeigt sich ebenso wie die Bucht Skjálfandi als ein ausgeprägtes Senkungsgebiet. Auf der östlichen Seite des Jörfi, dem nördlichsten Ausläufer des Leirhafnarfjöll, wurde ebenfalls eine Spalte mit der Richtung N 14° W, beobachtet. Die 15 km lange Senkung Blikalónsdalur, welche nach dem Meere zu ungefähr in der Mitte auf Sljetta ausmündet, verfolgt die Richtung N 10° W. Die Richtung der Senkung Veggir westlich von Hóll auf dem Hólsfjöll habe ich nicht messen können, sie soll aber die Richtung von S nach N haben. Auf beiden Seiten der Berge Thistilfjardarfjöll haben unzweifelhaft bedeutende vertikale Bewegungen in der Vorzeit stattgefunden, obwohl hier keine offenen Spalten zutage treten; jedoch fand ich an der östlichen Seite des Tales südlich von Sveinungavík eine unbedeutende Dislokation; in diesen Gebirgen liegen die Tuffschichten wagerecht, haben aber infolge der Senkung eines Felsenblocks eine Neigung von 40° nach O erhalten. An den beiden Fjorden Thistilfjördur und Axarfjördur sind Erdbeben häufige Erscheinungen. Wie schon erwähnt, ist die Grenze zwischen Basalt und Tuff südwestlich vom Thistilfjördur nicht deutlich in der Oberfläche angegeben, auch sind in den langen Bergketten von jüngerer Tuffbildung östlich in der Jökulsá noch nicht offene Sprünge, Kraterreihen und ähnliche Erscheinungen wahrgenommen, aber die Richtung der Bergketten selbst weist auf die südnördliche, als die vorherrschende im Nordlande hin.

Wir haben schon früher die nordwestliche Grenze zwischen Tuff und Basalt nördlich vom Langjökull und Hofsjökull erwähnt. Leider sind hier die Verhältnisse unaufgeklärt, da Bruch- und Grenzlinien unter glazialen Massen, doleritischen Laven, Torf und Alluvien verborgen sind. Die Bruchlinie, welche sich über Ok nach dem Sljettafell und dem Hrútafjördur hinzieht, ist bereits früher besprochen worden, jedoch sind die Bruchlinien bei dem Langjökull sonst von SW bis NO vorherrschend, und gerade am westlichen Ende des Langjökull, wo diese Bruchlinien sich kreuzen, ist die vulkanische Tätigkeit sowohl früher als auch in der Gegenwart sehr gewaltsam gewesen. In diesen Gegenden kommen offene Spalten gewöhnlich nicht vor, jedoch fand ich 1898 eine derartige auf Tvidœgra in der Nähe von Urdhœdir, welche ich 2 km weit verfolgte, worauf sie in Sümpfen verschwand, sie hat die Richtung N 30° W und muß neu sein, da sie nur durch lose Massen führt und trotzdem nicht zusammengefallen ist; die glazialen Bildungen sind hier mächtig und ich fand nirgends festen Felsen in der Spalte, deren westlicher Rand an mehreren Stellen um 2 m niedriger war als der östliche. Diese Spalte scheint sich den Bruchlinien, welche über Ok und Sljettafell zum Hrúdarfjördur führen, anzuschließen. Im Jahre 1874 entstand auf der Stórisandur in der Nähe von Grettishœd ebenfalls in losem Schutt eine sehr tiefe und mehrere Kilometer lange Spalte mit der Richtung nach NO, die sich demnach den Spalten und Kraterreihen des Langjökull anschließen muß. Bei dem Hafrafell findet sich eine Kraterreihe mit der Richtung SW—NO. Nordöstlich von dieser erhebt sich der Eiriksjökull, wahrscheinlich eine uralte Vulkanruine, worauf dieselbe Richtung von den großen Staffelbrüchen und Kraterreihen im Abhang des Balljökull, welche den gewaltigen Lavastrom Hallmundarhraun ausgegossen haben, weitergeführt wird. Die in diesen Gegenden sehr ausgebreiteten doleritischen Laven stammen wohl ebenfalls zum größten Teile vom Langjökull, teilweise vielleicht vom Eiriksjökull.

Bei dem Hofsjökull finden sich nur zwei moderne Lavaströme, der Illahraun gegen S und der Lambahraun gegen N, der Ursprung der ersteren ist noch unbekannt, während der Lambahraun sich bei dem Ásbjarnarfell unmittelbar zum Rande des Gletschers selbst fortsetzt, so daß die Krater sicher unter dem Eise liegen oder von den Gletschern fortgefegt sind. Große Areale in der Umgegend sind mit gescheuerten, doleritischen Laven

bedeckt, die unzweifelhaft von Ausbruchsstellen im Hofsjökull stammen, die gegenwärtig mit Eis bedeckt sind. Das Bárdartal, die größte Bruchlinie des Nordlandes, weicht gegen SW nach dem nordöstlichen Winkel des Hofsjökull zu ab, aber die Fortsetzung der Bruchlinie ist nicht sichtbar, da sie von losen, glazialen Massen bedeckt ist. In den Bergen Laugalda und Laugahnúkur, sowie anderen kleineren Bergspitzen am Rande des Hofsjökull wurden verschiedene, undeutliche Merkmale von glazialen, vulkanischen Phänomenen beobachtet. Hier sind ebenfalls warme Quellen, an Spalten mit der Richtung N 25° W gebunden, vorhanden, welche die anderen, östlicher gelegenen vulkanischen Spalten kreuzen.

Aus der vorangehenden Übersicht der isländischen Vulkan- und Bruchlinien, sowie aus der beifolgenden Kartenskizze wird man ersehen, daß die ursprüngliche, große und dicke Basaltscholle in der Mitte durchgebrochen ist nach den Linien SW—NO, und S—N, welche einen Bogen quer über das Land bilden. Gleichzeitig hat die Basaltplatte des Nordlandes Querbrüche (S—N und SSO—NNW) einwärts nach dem vulkanischen Bogen zu erhalten. Die große Basaltmasse des Nordlandes ist stehen geblieben, während der gesenkte Flügel der vulkanischen Brecciepartie abgebrochen ist. Die Partie zwischen dem Meerbusen Skjálfandi und den Skagafjördur scheint ein mächtiger Horst zu sein, der weniger verschoben und gesenkt worden ist, als die westlicheren Halbinseln des Nordlandes. Der gesenkte, mittlere Teil innerhalb der Tuff-Formation, ist der Hauptsitz des neueren Vulkanismus von der Mitte des Pliocän an durch die Eiszeit bis zur Gegenwart, sowie hier auch alle großen modernen Vulkane, Kraterreihen, offene, klaffende Spalten und Solfataren liegen. Die Sprünge, welche den im Nordlande übriggebliebenen Basalthorst durchsetzen, sind fast stets geschlossene Brüche oder Verwerfungen, die jedoch im Relief deutlich hervortreten und häufig von warmen, alkalischen Quellen begleitet sind, auf denen aber weder Vulkane noch Solfataren gefunden werden.

Außer diesen großen, quer über das Land führenden Brüchen, haben bogenförmige Brüche, eine Art von Kesselbrüchen, vom Meere in den Rand der Basaltscholle hineingegriffen, und diese Dislokationen haben bereits am Schlusse des Miocän begonnen. Wir haben gesehen, wie die nordwestliche Halbinsel von bogenförmigen Dislokationen durchklüftet ist, und daß der Breidifjördur, sowie der Meerbusen Faxaflói Senkungsgebiete sind, die von Bruchlinien begrenzt werden; hier ist der Basalt viel tiefer hinabgesunken, und das Magma wurde durch die Spalten um Faxaflói herum hinaufgepreßt. Ein ähnliches Senkungsgebiet ist das südliche Flachland, wo die tektonischen Bewegungen in Form von Erdbeben viel heftiger auftreten als am Faxaflói, aber am Breidifjördur und auf der nordwestlichen Halbinsel sich nicht mehr zu äußern scheinen.

2. Erdbeben.

Die Erdbeben stehen in sehr enger Beziehung zur Tektonik des Landes, und obwohl vulkanische Ausbrüche fast immer von Erderschütterungen begleitet sind, ist es nicht ersichtlich, daß die meisten und größten Erdbeben auf Island mit Vulkanen in Verbindung stehen. Ich habe in einem besonderen Buche und mehreren Abhandlungen alles zusammengefaßt, was man bisher über die isländischen Erdbeben aus früheren Zeiten und der Gegenwart weiß, weshalb ich mir erlaube, diejenigen, welche sich dafür interessieren, auf diese Arbeiten[1] zu verweisen, weil hier kein Platz für eine eingehendere Besprechung vorhanden ist, nur

[1]) Landsskjálftar á Islandi. Kopenhagen 1905. — Oversigt over de islandska Vulkaners Historie. Kopenhagen 1882. — Jordskælv i Islands sydlige Lavland, deres geologiske Forhold og Historie. (Geogr. Tidsskr. XIV, S. 93—113; XV, S. 93—121.) — Geologiske Jagttagelser paa Snæfellsnes. Stockholm 1891, S. 57—60. — Vulkaner i det nordöstlige Island. Stockholm 1888, S. 53—55. — Das Erdbeben in Island im Jahre 1896. (Pet. Mitt. 1901, S. 53—56 m. K.)



will ich einige allgemeine Bemerkungen über die verschiedenen Gebiete der Erdbeben hinzufügen.

Das südliche Tiefland ist, wie bereits erwähnt, ein Senkungsgebiet, das zum größten Teile von einem Kreise steiler Tuff- und Brecciegebirgen mit dazwischenliegenden Basalt- und Doleritdecken umgeben ist. Die Niederung hat am Schlusse der Eiszeit unter dem Meere gelegen, und mehrere Lavaströme, größtenteils von Ausbruchsstellen oben im Hochlande stammend, sind später zum Tieflande hinabgeflossen. Dieses Flachland ist in historischer Zeit wiederholt von heftigen Erschütterungen heimgesucht worden, die Menschenleben und Eigentum großen Schaden zugefügt haben. Wenn Ausbrüche in der Hekla oder anderen in der Nähe liegenden Vulkanen, die an Spalten von SW nach NO gebunden sind, vorkommen, sind sie häufig von Erderschütterungen, wenn auch verhältnismäßig schwachen, in diesen Gegenden begleitet. Während der heftigen, verwüstenden Erdbeben sind dahingegen die Vulkane immer untätig gebieben. Eigentümlich ist es für diese Erdbeben, daß sie meistens an einen Gürtel im Umkreis der Berge gebunden sind und schwächer in der Nähe der Küste auftreten. Dieser ganze Gürtel wird jedoch niemals gleich stark auf einmal in Bewegung gesetzt, sondern stückweise und es kann eine geraume Zeit zwischen der Erschütterung der einzelnen Teile verstreichen. Die Erdbeben gehen meistens von O aus und endigen im W, aber niemals, so weit bekannt, den entgegengesetzten Weg. Die Erdbeben werden kaum auf dem dahinterliegenden Hochland gefühlt, nur schwach in der Nähe der Niederung wahrgenommen; wenn Hunderte von Gebäuden auf dem Flachlande in Trümmer fallen, sind die leichtesten Steingebäude auf dem Hochlande unversehrt geblieben. Die einzelnen Teile der Niederung, welche bei dem Erdbeben 1896 erschüttert wurden, waren am 26. August Land und Rangárvellir (500 qkm), den 27. August Hreppar (160 qkm), den 5. September Holt, Flói, Skeid (770 qkm), den 8. September Ölfus (165 qkm), den 10. September Grimsnes (110 qkm)[1]). Die Erdbebenwellen gingen an den meisten Stellen von der Grenze des Hochlandes und den am stärksten bewegten Landesteilen aus und pflanzten sich zum Meere hinab fort; jeder Stoß war an ein begrenztes Gebiet geknüpft, das durch eine Menge eingefallener Häuser bezeichnet wurde. Bei älteren Erdbeben sind die Verhältnisse meistens ähnlicher Art gewesen, obwohl die Perioden in der Regel länger angehalten haben, wie die von 1784—89, 1732—34, 1630—33 u. a. m. Man hat historische Berichte von 34 heftigen Erdbeben auf dem südlichen Flachland, welche Verluste an Eigentum und Menschenleben aufzuweisen haben. Die südliche Niederung scheint ein Kesselbruch und die Erdrinde in unregelmäßig polygonale oder keilförmige Stücke zerteilt zu sein, was jedoch zu wenig untersucht und deshalb nicht sicher festgestellt ist; die Tektonik dieser Landstriche ist noch zu wenig bekannt und die Oberfläche ganz mit neueren Bildungen bedeckt. Ebenso weiß man nichts Sicheres über die unterseeischen Ausbrüche, welche von einigen Leuten in der Nähe von Vestmanneyjar während der Erdbeben 1896 bemerkt sein sollen. Hierbei kann erwähnt werden, daß von dem Vulkan Helgafell auf Vestmanneyjar seit ca 900 n. Chr. kein Ausbruch stattgefunden hat.

Die Gegend um den Meerbusen Faxaflói, besonders der südliche Teil derselben, ist ebenfalls von Erdbeben heimgesucht, welche jedoch hier selten stark und darum verhältnismäßig weniger Schaden anrichten. Am heftigsten sind immer die Bewegungen gegen SW auf der Halbinsel Reykjanes, besonders an der Bruchlinie, welche durch die südwestlichste Spitze der Halbinsel bei dem Leuchtturm zum unterseeischen Vulkan hinausführt, sowie in der Nähe von Krisuvík. Am 30. Mai 1879 traten die Erdbeben in der Nähe des Leuchtturmes sowie bei Krisuvík sehr heftig auf; am 28. Oktober 1887 waren die Erd-

[1]) Pet. Mitt. 1901, Taf. 5.

beben besonders heftig an der südwestlichsten Spitze von Reykjanes und es wurden an demselben Tage in der Nähe (in Hafnir) 40 kräftige Stöße gezählt; dieselben Erderschütterungen machten sich auch am Borgarfjördur bemerkbar. Am 13. Oktober 1889 erschütterten heftige Erdbeben die ganze Umgegend des Faxaflói, am heftigsten traten sie aber in der Nähe von Krisuvík auf, dahingegen sehr schwach am äußersten Ende der Halbinsel Reykjanes, aber weder nördlich von Snæfellsnes, noch südöstlich von den Bergen auf Reykjanes wurden diese Erschütterungen verspürt. Die Erdbeben um Faxaflói scheinen zu verschiedenen Zeiten an verschiedene Bruchlinien gebunden zu sein.

An der Nordküste, bei dem Meerbusen Skjálfandi, dem Axarfjördur und Thistilfjördur, zwischen den Bruchlinien des Bárdartals und Langanes, sind heftige Erderschütterungen in den Gegenden allgemein, wo die vulkanische Tuff-Formation ins Meer hinausragt. Es ist aber kaum anzunehmen, daß diese ganze Strecke ein zusammenhängendes, seismisches Gebiet sei, dazwischenliegende Horste scheinen es in zwei oder drei Partien zu trennen, welche doch in naher Verbindung untereinander stehen, so daß Erderschütterungen gleichzeitig auf zwei Erdgebieten wahrgenommen werden, obwohl weniger bewegliche Streifen Landes zwischen ihnen liegen. Die Umgegend der Bucht Skjálfandi wird häufig von starken Stößen erschüttert, die nicht nur an der Ostseite bei Húsavík, sondern auch an der Westseite, besonders in Flatey und in den Tälern südlich von dieser Insel vielen Schaden angerichtet haben. Am heftigsten wird die verhältnismäßig neue Partie zwischen der Bruchlinie des Bárdartals und dem Basalthorst von Tjörnes erschüttert. Die heftigsten Erdbeben auf diesem Gebiet fanden in den Jahren 1260, 1755, 1867/68, 1872 und 1884 statt. Während dieser Erdbeben sind zu beiden Seiten der Bucht große Spalten entstanden und viele Bauerngehöfte zerstört worden. Ebenso finden häufig Erdbeben in der Niederung am Beginn des Axarfjördur statt, die, wie schon früher erwähnt, von unzähligen Spalten zerrissen ist. In neuerer Zeit gehörte das Erdbeben vom 25. Januar 1885 zu den allerheftigsten. Die größte Macht entfaltete dasselbe an der westlichen Seite bei dem See Vikingavatn und Fjallahöfn, an der Ostseite des Basalthorstes Tjörnes, wohingegen die Erschütterungen an der Westseite von Tjörnes sehr schwach waren. In der Nähe von Vikingavatn entstanden eine Menge lange Spalten, deren westlicher Rand höher als der östliche war. Mehrere alte Lavarisse wurden abwechselnd erweitert und zusammengedrückt, auf den flachen Sandstrecken im W des Vikingavatn wurde der Sand in 50—60 Klafter hohen Säulen emporgeworfen; bei jedem Stoße begannen die Eruptionen im O und schritten gegen W fort, gleichzeitig bildeten sich Sandkrater, die gleich darauf zusammenfielen und verschwanden; diese Sanderuptionen dauerten etwa 15 Minuten. Am nächsten Tage fand man auf den Sandflächen große Löcher, deren größtes einen Umfang von 60—70 Faden hatte. Die Löcher waren zur Hälfte mit Wasser gefüllt und ihre steilen Seiten waren bis zum Wasser hinab 2 m hoch. Die Erdbeben traten zu gleicher Zeit ziemlich heftig am Thistilfjördur auf, wurden aber merkwürdigerweise auf der dazwischenliegenden Melrakkasljetta nicht gespürt. Bei der Niederung des Thistilfjördur treten Erdbeben ziemlich allgemein auf, ohne am Axarfjördur bemerkt zu werden, jedoch sind sie meistens schwach. In den Basaltgegenden an der Nordküste machen sich schwächere Erderschütterungen ab und zu bemerkbar, ohne daß hier von einem eigentlichen Erdbebengebiet die Rede sein könnte. Das heftige Erdbeben 1838, das einen großen Teil des Nordlandes erschütterte, hatte sein Zentrum in der Nähe des Siglufjördur, wahrscheinlich auf dem Meeresboden außerhalb der Küste.

Im Basaltgebiet der Ostküste und auf der nordwestlichen Halbinsel kommen keine Erdbeben vor, nur ganz vereinzelt werden schwache Erschütterungen von den vorhergenannten Erdbebengebieten bis dorthin verspürt. In historischer Zeit ist kein Erdbeben

bekannt, das hier seinen Ursprung gehabt hätte. Die isländischen Erdbeben sind sämtlich an die früher genannten Küstengebiete, die alle von Bruchlinien durchsetzt sind, gebunden; hier finden unausgesetzt neue Bewegungen auf den Bruchlinien statt, welche die Senkungsgebiete, die schon am Schlusse des Miocän in der Entstehung begriffen waren, begrenzen. Merkwürdigerweise finden außerhalb der erwähnten Erdbebengebiete im Innern Islands auf dem vulkanischen Tuff- und Brecciebogen quer über das Land, niemals Erdbeben statt, ausgenommen, wenn einer der vielen dortigen Vulkane Ausbrüche hat, und dann sind diese Erderschütterungen meistens schwacher Natur. Die eigentlichen, tektonischen Erdbeben sind an Tuffküsten gebunden, und die Bewegungen pflanzen sich vom Lande zur See hinaus fort. Durch Erdbeben hervorgerufene Fluten sind sehr selten, und nur vereinzelt haben dieselben Schaden auf der Insel Flatey bei dem Meerbusen Skjálfandi angerichtet. Einige Male sind Meererschütterungen wahrgenommen worden, die jedoch nicht das Land erreicht haben, wie z. B. am 1. September 1885 und am 24. Oktober 1895 auf dem unterseeischen Rücken, der von der Halbinsel Reykjanes nach SW führt.

Verschiedene isländische Erdbeben hatten einen sehr heftigen Charakter; so wurden bei dem Erdbeben 1896 in der südlichen Niederung 1309 Wohnhäuser und 2383 Stallgebäude zerstört, während 2768 bzw. 3242 sehr großen Schaden erlitten, eine Menge Spalten entstanden, von denen die größten 10—15 km lang waren. Die Berge »schüttelten sich wie Pudelhunde, die aus dem Wasser kommen«, so daß unzählige Bergstürze nach allen Seiten stattfanden; an einigen Orten konnte die Wellenbewegung der Erdrinde mit den Augen verfolgt werden, die Leute vermochten sich nicht auf offenem Felde aufrecht zu halten, sondern wurden hin- und hergeworfen, große Felsenblöcke, die in der Erde festgewachsen waren, wurden losgerissen, warme Quellen wurden verändert, einige verschwanden, andere traten an ihre Stelle; in Ölfus kam bei dem Erdbeben am 5. September 1896 ein neuer Geysir zutage, der Dämpfe und Steine 200 m hoch schleuderte, der Ausbruch währte nur kurze Zeit, am folgenden Tage sprudelte die Quelle nur in einer Höhe von 3—4 m und hatte in der Mitte des Monats ihre Tätigkeit gänzlich eingestellt; das bei dieser Gelegenheit entstandene Quellenbassin war 16 m lang und 8 m breit. Am 24. Juli 1897 war dasselbe Bassin mit Wasser von 70° Temperatur gefüllt. Andere isländische Erdbeben sind ungefähr mit gleicher Heftigkeit aufgetreten, wie z. B. die Erdbeben vom Jahre 1784, die sechs Monate nach dem Aufhören der Ausbrüche von den Lakis-Kraterreihen eintrafen, jedoch muß ich mit Rücksicht auf die Einzelheiten, diese und andere Erdbeben betreffend, auf die angeführten Schriften verweisen.

3. Islands geologische Beziehungen zu den nächstgelegenen Ländern.

Bekanntlich finden sich ungeheure Massen von Basalt und anderem vulkanischen Gestein, hauptsächlich durch Ausbrüche in der tertiären Periode hervorgebracht, auf einem Gürtel, der sich quer über den nördlichen Teil des Atlantischen Ozeans von Schottland bis nach Grönland erstreckt. Die tertiären Basaltplateaus von Irland und Schottland umfassen ein Areal von ungefähr 10 000 qkm, die Inseln Faröer 1325 qkm, Island 104 785 qkm, und an der Ostküste von Grönland nimmt der Basaltgürtel wahrscheinlich ein Areal von wenigstens 20 000 qkm ein, worüber jedoch nichts mit Sicherheit bestimmt werden kann. Demnach umfassen die tertiären Basalte auf diesem Gebiet ein Areal von nahezu 140 000 qkm; daß sie aber früher eine viel größere Ausdehnung gehabt haben, ist außer Zweifel und es ist wahrscheinlich, daß sie ein zusammenhängendes Terrain, und in diesem Falle mehrere Hunderttausend Quadratkilometer umfaßt haben.

Von allen diesen Basaltplateaus sind die in Großbritannien befindlichen, welche Sir Archibald Geikie[1]) so meisterhaft geschildert hat, am besten gekannt. Die dortigen tertiären, vulkanischen Terrains, welche früher sicher zusammengehangen haben, sind jetzt in drei größere Teile geteilt, das Arnimplateau im nordöstlichen Teile von Irland, die Insel Mull mit ihren Umgebungen und die Insel Skye. Diese Landesteile sind später durch Dislokationen und Erosion getrennt worden, und außerdem sind unzählige Gänge mit der Richtung nach NW vorhanden, die sich über ein Areal von 40000 engl. Quadratmeilen erstrecken. Die Basaltplateaus in Arnim sind jünger als die obere Kreide und besitzen eine Mächtigkeit von 1000 Fuß, auf Mull erreicht der Basalt eine Mächtigkeit von 3500 Fuß und ruht auf Kreide und Jura, und auf Skye ruht er mit einer Mächtigkeit von 2000 Fuß diskordant auf Jura. Daß diese Basaltplateaus sich früher viel weiter nach W, weit in das Meer hinaus erstreckt haben, hat Sir Archibald Geikie nachgewiesen. Er hat auf den Inseln Canna, Sandey und Eigg zwischen tertiären Lavaströmen Flußbetten von Strömen gefunden, die auf dem schottischen Hochlande entsprungen waren und von dort charakteristisches Gestein mit sich geführt haben. Diese Ströme müssen in der tertiären Zeit über ein Basaltplateau, das sich weit in die See hinaus erstreckte, geflossen sein, welches jetzt aber längst verschwunden und in die See hinabgesunken ist; auch sind in diesen Basaltplateaus beträchtliche Dislokationen (bis 1000 Fuß) beobachtet worden. Die irischen und schottischen Eruptionen scheinen im Eocän begonnen und sich durch das Oligocän bis in die erste Abteilung des Miocän fortgesetzt zu haben. Zum Schluß hat, gleichwie in Island, ein neues System von Gängen die vulkanischen Massen durchbrochen, ohne daß jedoch Merkmale vorhanden sind, daß dieselben Lavaströme, die auch später erodiert sein könnten, produziert hätten. Sir Archibald Geikie hat nachgewiesen, daß die Erosion auf dem tertiären Basaltplateau eine enorme Wirkung ausgeübt hat, und wahrscheinlich ist der größte Teil des ungeheuren, von Basaltgängen durchsetzten Terrains (außerhalb der eigentlichen Basaltflecken) früher von Basalt gedeckt gewesen. Das Plateau der Insel Mull soll durch Erosion wenigstens um 2000 Fuß niedriger geworden sein, und wenn wir annehmen, daß jährlich 1/6000 Teil eines Fußes durch Denudation von der Landoberfläche des westlichen Europa fortgeführt wird, hat diese Erosionsarbeit 12 Mill. Jahre[2]) in Anspruch genommen. A. Geikie deutet an, daß die jetzige Talbildung bereits in der tertiären Zeit begonnen hat und daß die Flüsse noch zum großen Teile in denselben Rinnen strömen[3]). Diese Plateaus haben im Äußern und Innern, im Großen und Kleinen eine erstaunliche Ähnlichkeit mit dem isländischen, tertiären Plateauland, an beiden Orten kommen dieselben Formen und Gesteine, intrusive Massen und Gänge von Gabbro, Granophyr und Liparit, Ton- und Tuffschichten mit tertiären Pflanzenversteinerungen zwischen den Basaltdecken usw. vor, nur fehlen hier die jüngeren, wahrscheinlich pliocänen Eruptionsserien, welche sich in der Mitte von Island finden, sowie die neueren Tuffe und Breccien, die doleritischen Lavaströme und die modernen Vulkane. Auf Island ist die vulkanische Tätigkeit ohne Unterbrechung unter denselben Formen bis heutzutage fortgesetzt worden.

Die Faröer[4]), welche bekanntlich ausschließlich aus Basalt bestehen, sind vermittels eines schmalen unterseeischen Rückens mit Schottland verbunden. Die Faröer sind unzweifelhaft Reste eines größeren Plateaulandes. Der Basalt besteht aus zwei Abteilungen

---

[1]) A. Geikie: The ancient volcanoes of Great Britain. London 1897, Bd. II.
[2]) S. St. II, S. 465.
[3]) A. a. O. II, S. 456.
[4]) G. Forchhammer: Om Færöernes geognostiske Beskaffenhed. (Det danske Vidensk. Selsk. Skrifter 1824.) — James Geikie: On the Geology of the Færöe Islands. (Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Bd. XXX, Edinburgh 1880—83, S. 217—66.) — Amund Helland: Om Færöernes Geologi. (Geogr. Tidskr. IV, 1880, S. 149—79.)

über und unter der kohlenführenden Formation auf Suderö und Myggenæs. Die Kohle stammt aller Wahrscheinlichkeit nach aus derselben Periode wie der Surtarbrandur auf Island; Pflanzenüberreste, die sich bestimmen lassen, sind noch nicht gefunden worden. Zwischenlagen von Palagonittuff spielen nur eine untergeordnete Rolle; Gänge scheinen hier nicht so allgemein zu sein wie auf Island und Schottland. Die Basaltdecken haben ebenso wie auf Island, einen schwachen Fall (3—5°), und, wie Forchhammer bereits nachgewiesen hat, eine bassinförmige Ablagerung und bilden ein halbkreisförmiges Becken mit der Öffnung nach SO. Der Basalt hat eine sehr bedeutende Mächtigkeit, wahrscheinlich über 4000 m, und nirgendwo kommt die Unterlage zum Vorschein. Alte Dislokationen und Eruptionskanäle sind von Sir Archibald Geikie nachgewiesen worden. Die Faröer sind von Tälern, Fjorden und Sunden durchschnitten, die nach James Geikie und A. Helland größtenteils in einer präglazialen Zeit erodiert wurden, als das Land noch 60—100 m höher als jetzt war; die Erosion ist hauptsächlich dem Abfall der Basaltdecken nach SO gefolgt, und später haben die Gletscher die Arbeit fortgesetzt und die tertiären Täler weiter ausgemeißelt. Die Inseln haben ihre besondere Eisdecke gehabt, und James Geikie schlägt die Mächtigkeit der Eisdecke auf 22—2300 Fuß an; Eisschrammen laufen nach allen Seiten hin, und fremde Böcke fehlen gänzlich.

An der Ostküste von Grönland ist die Basaltformation sehr ausgedehnt aber noch wenig gekannt. Nach G. Amdrup[1]) reicht sie gegen S bis zum Fjord Kangerdlugsuak (68° N) und ruht vom Scoresby-Sund an weiter südlich, soweit beobachtet ist, auf Gneis und Granit. Die Basaltformation lehnt sich aufwärts an das große Gneisplateau von Grönland, bei den Nebenfjorden des Scoresby-Sund nimmt sie nach innen zu ab und füllt die Niederungen in dem darunterliegenden Lande aus. Schwärme von Basaltgängen sind an mehreren Stellen im Gneis vorhanden, wo dieser nicht vom Basalt gedeckt ist, was ebenso, wie das Vorkommen der Gänge in Schottland, auf eine größere Ausdehnung des Basalts in der Vorzeit, sowie auf eine erhebliche Erosion deutet. Auf der Nordseite von Scoresby-Sund ruht der Basalt bei Hurry Inlet auf Juraschichten mit Tierversteinerungen, unter dem Jura befanden sich Schichten mit rhätischen Pflanzenversteinerungen, und auf dem Basalt gelbe Sandsteinlagen[2]). Der Basalt scheint hier jedoch intrusiv zu sein. Zwischen den Basaltdecken am Kap Dalton fand die dänische Expedition nach Ostgrönland 1900 tertiäre Lagen mit marinen Versteinerungen[3]). Die zweite deutsche Polarexpedition[4]) fand nördlich von der Mündung des Franz-Joseph-Fjords am Kap Franklin Basalte, und von dort setzt sich die Basaltformation wie eine Einfassung längs der Küste, ab und zu von Fjorden und Sunden unterbrochen, bis zum nördlichen Teil der Shannoninsel fort. Die schwedische Expedition unter Prof. A. G. Nathorst 1899 fand junges vulkanisches Gestein südlich vom Franz-Joseph-Fjord längs der Küste bis zum Kap Moorsom bei Davy-Sund[5]) hinab. Soweit bekannt, erstreckt sich demnach die Basaltformation an der Ostküste von Grönland mit einigen Unterbrechungen von 68° bis über 75° N. Südlich und nördlich vom Franz-Joseph-Fjord ruht der Basalt auf paläozoischen Bildungen, dann auf Gneis und am nördlichsten auf Jura, woselbst er auch miocäne Pflanzenversteinerungen enthält und von vielen Gängen, besonders auf der Clavering-Insel durchsetzt ist, wo die meisten, parallel mit der

---

[1]) Geogr. Tidskr. XVI, S. 44 f.

[2]) Edv. Bay und N. Hartz in Meddelelser fra Grønland, XIX, S. 157, 163—68.

[3]) J. P. J. Ravn; The Tertiary Fauna at Kap Dalton in East Greenland (Meddelelser fra Grønland XXIX, S. 93—140).

[4]) F. v. Hochstetter und Franz Toula: Geologie Ostgrönlands zwischen 73° und 76° N. (Die zweite deutsche Nordpolfahrt II, S. 471—96.)

[5]) A. G. Nathorst: Bidrag till nordöstra Grönlands geologi. (Geol. Fören. Förhandl. XXIII, 1901, S. 275—306.)

Küste, die Richtung nach NNO verfolgen. An der ganzen Ostküste erhält man den Eindruck, daß die Basaltformation hauptsächlich dem Atlantischen Ozean angehört, und daß jetzt nur eine von der Erosion arg mitgenommene Einfassung von ausgedehnten Basaltflächen, die sich an die große archaische Masse von Grönland lehnten, übrig geblieben, aber jetzt größtenteils durch bedeutende Senkungen unter dem Meere verschwunden ist.

Die Grundlage der ganzen Insel Island besteht bekanntlich aus tertiären Basalten, mit einer sichtbaren Mächtigkeit von mehr als 3000 m, die Unterlage kommt nirgends zum Vorschein. Die Neigung der Basaltdecken ist schwach, durchgängig 3—5° nach der inneren, vulkanischen Partie, welche einen Gürtel quer über das Land bildet. Wie wir gesehen haben, sind jedoch große Horste mit ungefähr wagerechten Basaltdecken, sowie viele lokale Abweichungen infolge von Dislokationen, Senkungen und Verwerfungen zwischen den einzelnen Stücken der zerbrochenen Landplatte vorhanden. Der Aufbau des großen Plateaus hat ungeheure Zeit beansprucht. Daß die Lavaströme nicht unaufhaltsam übereinander geflossen sind, ist unter anderen aus den zwischen den Basaltdecken befindlichen Verwitterungsprodukten ersichtlich, und außerdem sind lange Ruheperioden eingetreten, unter denen ausgedehnte Wälder entstanden, die Kohle und Lignitlager (Surtarbrand), sowie gut erhaltene Pflanzenversteinerungen, vermutlich der miocänen Periode angehörend, hinterlassen haben. Die Lignitlager teilen die isländische Basaltformation, ebenso wie die der Faröer und von Irland in zwei Abteilungen. Die Blattabdrücke und Süßwasserformen der Diatoméen[1]) beweisen unumstößlich, daß sich der Surtarbrandur auf dem Lande gebildet hat; einzelne ältere Geologen haben ihn zu einer Treibholzbildung stempeln wollen. An den Surtarbrand sind nicht unerhebliche sedimentäre Bildungen mit stark wechselnder Mächtigkeit gebunden. Damals haben sicher Ströme die Oberfläche des Landes, sowie die der Inseln Schottlands erodiert, deren Spuren vermutlich in den Konglomeratbildungen, die stellenweise auf der nordwestlichen Halbinsel im Niveau des Surtarbrand zwischen den Basaltdecken vorkommen, zu finden sind, auch muß sich damals das Land viel weiter nach NW erstreckt haben, als es jetzt der Fall ist. Auf diese ruhige Vegetationsperiode folgten heftige Eruptionen, anfänglich liparitische, später massenhaft basaltische Ausbrüche. In den jüngeren und teilweise ebenfalls in den älteren Basalten finden sich intrusive Lagen und Massen von Liparit, Granophyr und Gabbro. Die miocäne Ausbruchsperiode findet auf Island sowie auf Schottland ihren Abschluß im Durchbruch von zahlreichen Gängen, die durch alle Schichtfolgen bis hinauf in die Spitzen der Gebirge führen. Erst nach dem Durchbruch derselben beginnt eine Periode der Senkungen und Dislokationen, welche an mehreren Orten einigermaßen gleichzeitig mit dem Durchbruch der Liparitgänge stattgefunden haben muß. Seitdem haben sich diese Senkungen ununterbrochen bis auf den heutigen Tag fortgesetzt. Wahrscheinlich sind im Pliocän die großen Brüche quer über Island von SW nach NO entstanden; die älteren Basalte senken sich gleichmäßig zu denselben hinab, und die isländischen Vulkanlinien werden von einem unterseeischen, vulkanischen Rücken, dem Rücken von Reykjanes, weitergeführt, der von der »Ingolf«-Expedition untersucht wurde und sich 1100 km gegen S erstreckt; auf derselben Linie befindet sich gegen NO Jan Mayen. Jetzt verändern sich die Ausbruchsprodukte, und es entstehen die gewaltigen Massen von Tuff und Breccie mit intrusiven Gängen und Einlagen von Basalt, welche einen breiten Gürtel über Island bilden. Nachdem das Land im großen ganzen seine jetzige Gestalt hatte, und die Skulptur des Landes zum großen Teil von der Erosion ausgearbeitet war, veränderten sich die Produkte wiederum und ausgedehnte doleritische Lavafelder deckten die Breccie. Diese doleritische Tätigkeit setzte sich bis in die Eiszeit hinein fort, und hier und da

[1]) E. Östrup in Meddelelser fra Dansk Geologisk Forening, Nr. 3 und 6.

wurden die Doleriten von mächtigen neuen Tuffbildungen bedeckt. Nach der Eiszeit bis in die Gegenwart wurde hauptsächlich dichter Basalt produziert, der ganz dem alten, tertiären gleicht, jedoch entstanden auch Tuffbildungen. Zu allen Zeiten kommen vereinzelte Bildungen von liparitischen Gängen vor, einzelne Liparitlaven sind in postglazialer Zeit (beim Torfajökull) gebildet worden, und in historischer Zeit haben ebenfalls einige Vulkane liparitischen Bimsstein ausgespieen (Askja 1875).

Es würde uns zu weit führen, hier alles durchzunehmen, was man von der Geschichte[1]) des nördlichen Atlantischen Meeres kennt, das auch noch höchst unklar und fragmentarisch ist. Man meint, daß sich in der Juraperiode ein Meer von N zwischen Grönland und Norwegen erstreckt hat, aber man weiß nicht, wie weit es nach S reichte; Meeresablagerungen aus der Juraperiode kommen auf Spitzbergen, bei der Insel Andö in Norwegen, auf der Ostküste von Grönland, auf Kuhn-Insel am Davy-Sund (?) und Hurry Inlet vor. Ob an der Stelle, wo jetzt Island liegt, in der Jura- und Kreideperiode trocknes Land oder seichtes Meer gewesen ist, weiß man nicht; Ablagerungen, aus diesen Zeiträumen stammend, sind nirgendwo auf Island gefunden worden, dieselben müßten auch unter ungeheuren Basaltmassen begraben liegen. Ebensowenig werden dergleichen Schichten auf dem südlichen Teile der grönländischen Ostküste, südlich von Scoresby-Sund, gefunden, dahingegen sowohl auf den schottischen Inseln als auch in Irland). Ed. Sueß[2]) und andere Gelehrte sind aus verschiedenen Gründen geneigt, anzunehmen, daß schon in der paläozoischen Zeit im nördlichen Atlantischen Meer ein Festland gelegen hat, das später verschwunden ist, und vielleicht hat damals Island in anderer Gestalt existiert, jedoch weiß man darüber nichts, da ältere Schichten als die tertiären nicht sichtbar sind.

Einen ungeheuren Zeitraum hindurch, während der ganzen mesozoischen Periode war das westliche Europa von vulkanischer Tätigkeit verschont geblieben. Im Laufe dieses ruhigen Zeitraums wurden viele hundert Meter mächtige sedimentäre Bildungen abgelagert und die ganze Fauna und Flora verändert. Dann begann mit der tertiären Zeit eine großartige vulkanische Tätigkeit, welche zu großen Veränderungen im Verhältnis zwischen Land und Meer führte, es entstanden viele Bergketten usw. und vom Schlusse des Eocän bis zur Mitte des Miocän wurden auf der Strecke zwischen Irland und Grönland kolossale Massen von Basalt ausgegossen, deren Reste jetzt, wie schon früher berührt, als zerstreute Plateaustücke vorhanden sind. Daß im Miocän quer über den Atlantischen Ozean zusammenhängendes Land gewesen, läßt sich mit Wahrscheinlichkeit annehmen und es ist nachweisbar, daß die vorhergenannten Basaltmassen früher eine viel größere Ausdehnung als jetzt hatten, aber ob dieselben zusammenhängend oder durch schmale Rinnen getrennt waren, ist mit voller Sicherheit nicht leicht festzustellen. Die Pflanzenpaläontologie spricht für eine zusammenhängende Landbrücke und außerdem ist es nach den Lagerungsverhältnissen der Basaltdecken fast undenkbar, daß die Basaltterrains wie Basaltkuppeln oder besondere Vulkanzentren getrennt gewesen seien; daß sie durch Spalteneruptionen gebildet wurden, ist sicher, obwohl vielleicht vereinzelt einige größere Vulkane, namentlich zu einer späteren Zeit (Pliocän) entstanden, aber von der älteren tertiären Zeit (Miocän) ist mir auf Island kein größerer Vulkan bekannt. Es ist auf Island, den Faröer und Schottland unverkennbar, daß der leichtflüssige Basalt das flache Land überschwemmt und ungeheure Plateaus und Lavaebenen, sowie die moderne Lavawüste Odádahraun auf Island, die tertiären Laven im westlichen Nordamerika und die Basalte aus der Kreide-

[1]) Ed. Sueß: Antlitz der Erde I—II. — M. Neumayr: Die geographische Verbreitung der Juraformation (Denkschriften d. Wiener Akad. L, 1885). — I. W. Gregory: Some problems of arctic Geology (Nature LVI, 1897, Nr. 1448 und 1450).

[2]) Antlitz der Erde II, S. 281 f.

zeit in Dekkan geschaffen hat. Jetzt hat die Basaltformation auf Island und den Faröer eine Mächtigkeit von wenigstens 3—4000 m und ist durchweg über dem Meere gebildet; andernfalls müßten Spuren von Meeresablagerungen vorhanden sein, welche weder auf den Faröer, Island oder Schottland vorkommen, wohingegen zwischen den Basaltdecken eine Menge Überreste von Landpflanzen aus dem Oligocän und Miocän vorhanden sind. Deshalb spricht die Wahrscheinlichkeit dafür, daß hier ein gewaltiges tertiäres Plateau von wenigstens 3—4000 m Höhe ü. M. als zusammenhängendes Land gelegen hat, Buchten, die sich hier und da einschnitten, sind selbstverständlich nicht ausgeschlossen. Marine Versteinerungen aus der tertiären Zeit sind in Ostgrönland und Spitzbergen gefunden. Nach J. P. Ravn rühren die versteinerungführenden Schichten bei Kap Dalton vom Eocän her und sind auf verhältnismäßig seichtem Boden an der Küste abgelagert; ihre Beziehungen zu den Basaltformationen sind leider noch unaufgeklärt.

In einem späteren Abschnitt des Miocän beginnt die große Landmasse nach dem Durchbruch der letzten Gänge sich allmählich zu senken. Es ist eine bekannte Tatsache in der Geschichte der Erde, daß auf große vulkanische Perioden Senkungen und marine Transgressionen folgen. In Irland, Schottland, auf den Faröer und Grönland hatte die Ausbruchstätigkeit jetzt ihren Abschluß erlangt, während sie auf Island fortgesetzt wurde. Das Meer brach allmählich über die gesenkten Partien herein, aber wie groß der Teil des Meeresbodens war, der gesenkt wurde, ist nicht leicht zu sagen. Die Senkung hat eine lange Zeit erfordert, und während dieser sind die Reste der Landbrücke zwischen Grönland, Island, den Faröer und Schottland teils in das Meer gesenkt, teils abradiert worden, was einen sehr langen Zeitraum in Anspruch nahm. Wie aus der Mächtigkeit der miocänen und pliocänen Ablagerungen in vielen Ländern hervorgeht, haben diese Perioden einen ungeheuer langen Zeitraum umfaßt, im Verhältnis zu welchem die Zeit seit dem Beginn der Eiszeit erscheint wie von gestern zu heute. Es ist nicht unwahrscheinlich, daß durch die Abrasion, welche sich über den späteren Teil des Miocän bis in das Pliocän hinein erstreckt, das Kontinentalplateau [1]) gebildet wurde, welches ungefähr von der 200 Faden-Linie begrenzt wird und sich von Schottland über die Faröer und Island bis Grönland erstreckt, sowie die unterseeische Plattform an der Westküste von Norwegen, die von Lofoteggen und Storeggen begrenzt wird und sich nach N hinaufzieht.

Durch die spätmiocänen Senkungen mit der dazu gehörigen Abrasion wurde Island isoliert und hat seitdem in keiner Verbindung mit anderen Ländern gestanden, war aber am Schlusse dieser Periode bedeutend größer als jetzt und erstreckte sich bis auf die 100 Faden-Linie, auch war es wenigstens 200—250 m höher. Darauf begann wiederum auf Island eine heftige, vulkanische Tätigkeit sich auf der Linie Reykjanes bis Langanes zu entfalten und sich unterseeisch nach SW und NO fortzupflanzen. Die miocäne Länderplatte wurde durch unausgesetzte, langwierige Senkungen und Dislokationen in der Mitte zerbrochen, worauf Tuff- und Breccie-Eruptionen begannen, welche Tätigkeit seitdem mit abnehmender Heftigkeit auf diesen Linien fortdauerte; gleichzeitig setzte sich die Bewegung auf den halbzirkelförmigen Brüchen fort, welche an mehreren Stellen vom Meere aus in die Küste einschneiden. Die Senkung setzte sich langsam aber unaufhaltsam fort, während sich das Meer allmählich, aber unaufhörlich in die Küsten hineinfraß. Im Laufe des Pliocäns wurde die Strandfläche innerhalb der 100 Faden-Linie abradiert, und die marinen Ablage-

[1]) Diese meine Anschauungen über die Bildung und Alter des unterseeischen Kontinentalplateaus von Island und Norwegen usw. habe ich früher in Geogr. Tidsskr. XVI, 1901, S. 58—82 publiziert. Später hat Dr. Fr. Nansen ein umfangreiches Material über die schwierigen Fragen in seinem Buche: The Bathymethrical features of the North Polar seas, Christiania 1904, gesammelt, und seine Ansichten über das Alter des Plateaus usw. stimmen im wesentlichen mit den meinigen überein.



rungen auf Tjörnes an der Bucht Skjálfandi stammen aus dem späteren Teile des Pliocän, als das Meer sich am weitesten hinauf erstreckte. Die vielen amerikanischen Formen, welche in diesen pliocänen Bildungen vorkommen, deuten darauf hin, daß damals die Verbindung zwischen Island und Grönland aufgehoben war, und daß sich in der Dänemark-Straße offenes Meer befand.

Pliocän. Auf der westlichen Küste von Tjörnes finden sich in den 60—80 m hohen Abhängen längs des Strandes pliocäne Ablagerungen, welche häufig von Geologen besucht und beschrieben worden sind. Die Ablagerungen bilden eine Terrasse, die sich gegen die östlichen Basaltgebirge lehnt, deren Basaltdecken unter diese Bildung hinabfallen. In Hringvershvilft kommt der Surtarbrand (Lignit) in fünf Schichten und weiter hinaus in vier Schichten vor, auch findet man verkieselte Holzstücke im Tuffe steckend; in dem Küstenabhang bei Hallbjarnarstadir finden sich fossile Muscheln in großer Menge. Die pliocänen Bildungen sind parallel der Küste von vielen Verwerfungen durchsetzt und haben einen Fall von 4° gegen N, die Mächtigkeit ist noch nicht sicher bestimmt, aber beträgt mindestens 100—150 m. Diskordant über diesen alten Küstenbildungen liegt jüngeres glaziales Geschiebe. O. Mörch untersuchte die Schalenüberreste vom Hallbjarnarstadir und fand 61 Arten, von denen 23 Arten nicht lebendig, dahingegen fossil in der Cragformation in England und Belgien vorkommen; 26 Arten leben noch in den nördlichen Ländern und werden gleichfalls fossil im Crag gefunden, 4 Arten kommen nur lebendig vor[1]. J. Starkie Gardner sammelte 33 Arten, welche von Gwyn Jeffreys und Searles V. Wood untersucht wurden. Mörch nimmt an, daß die Schalenüberreste dem »Red Crag« angehören, und der berühmte Kenner der Cragfossilien, Searles V. Wood, betont, daß dieselben von keiner jüngeren Formation, als der »Middle Red Crag« herrühren können; Gwyn Jeffreys, der weniger Material besaß, meinte, daß sie etwas jünger sein könnten, aber er bespricht die vielen amerikanischen Formen und erklärt deren Vorhandensein durch Einwanderung vermittels des Golfstroms[2]. Sicher ist es, daß das Klima damals viel wärmer als jetzt gewesen ist; mehrere Formen werden nicht mehr so nördlich wie bei Island gefunden, einige sind ausgestorben und andere leben noch heute im Mittelländischen Meer. Diese Muschelbänke beweisen, daß vor der Eiszeit ein bedeutend wärmeres Meer als das jetzige sich bis in die Bucht Skjálfandi hinauf erstreckt hat. In den nahegelegenen Surtarbrandlagen hat man bisher Pflanzenüberreste, die sich bestimmen lassen, nicht gefunden.

Wie bekannt, kommen in England, in Suffolk und Norfolk und sporadisch auch südlicher, sowie in Belgien beträchtliche Küstenbildungen aus dem Pliocän vor, die einen Bogen bilden, der den südöstlichen Winkel der Nordsee begrenzt, welche damals, also kurz vor der Eiszeit, ein seichtes Wasser war[3]. An anderen Stellen finden sich südlicher (namentlich in Italien) mächtige pliocäne Bildungen. Eigentümlicherweise findet man an den Grenzen der Flachsee in entfernten Ländern, wie Südengland und Nordisland ähnliche, gleichalterige Bildungen, die sonst nirgendwo an den Küsten des nördlichen Atlantischen Ozeans vorkommen; es ist jedoch nicht wohl anzunehmen, daß sich dergleichen Ablagerungen nicht ebenfalls an den anderen nordischen Küsten gebildet haben sollten, aber die losen Lagen müssen während der Eiszeit beinahe überall fortgeführt sein, und nur ganz zufällig wurden unter besonders günstigen Verhältnissen die Überreste an den wenigen

[1] O. A. L. Mörch: On the mollusca of the Cragformation of Iceland. (The Geol. Magazine VIII, London 1871, S. 391—400.)

[2] I. Starkie Gardner: The Tertiary Basaltic Formation in Iceland. (The Quarterly Journ. of the Geol. Soc. of London XLI, 1885, S. 93—101.)

[3] Clement Reid: The pliocene deposits of Britain. (Memoirs of the Geol. Survey of the United Kingdom, London 1890.) — I. W. Harmer: Pliocene Deposits of the East of England. (Quarterly Journ. Geol. Soc. LVI.)

Stellen bewahrt, wo sie jetzt gefunden werden. Daß die spätpliocänen Bildungen weit mehr verbreitet waren, als jetzt, läßt sich wohl mit Sicherheit annehmen; in der Nordsee müssen große Massen derselben von den Jökeln der Eiszeit fortgeführt sein und an der nordöstlichen Küste von Schottland sind nach **James Geikie** beträchtliche pliocäne Ablagerungen vom Eise fortgescheuert worden [1]) usw. Die pliocänen Bildungen auf Tjörnes beweisen, daß Island damals nicht höher als jetzt, eher etwas niedriger (80—100 m) gewesen ist. Vorausgesetzt, daß die Küsten von Norwegen und Grönland in der Eiszeit höher waren, kann man nicht erwarten, pliocäne Meeresablagerungen zu finden; sind aber die Küsten niedriger gewesen, so könnten die Ablagerungen nur durch einen besonders glücklichen Zufall über die Eiszeit hinaus bewahrt geblieben sein. Es würde sehr interessant sein, etwas näheres darüber zu erfahren, wie sich die Eiszeit zu den pliocänen Ablagerungen verhält, und wie viel von den Versteinerungen der fortgeführten Schichten in die sogenannten interglazialen Bildungen gekommen ist. Es hat sich in neuerer Zeit, wenigstens in den nördlichen Ländern, gezeigt, daß die für interglazialen Ursprung angesehenen Versteinerungen zum größten Teil (vielleicht sämtliche) von präglazialen und postglazialen Schichten herrühen. Die Ansichten über die interglazialen Bildungen sind sehr geteilt, und es herrscht noch auf diesem Gebiet der Glazialgeologie große Unsicherheit. Es würde auch im höchsten Grade auffallend sein, wenn die Organismen, welche vor der Eiszeit in den Ländern und Meeren lebten, welche von der großen Eisdecke bedeckt wurden, spurlos verschwunden wären.

Mit Bezug auf das früher angeführte nehme ich an, daß wahrscheinlich der größte Teil der **Abrasionsfläche um Island herum aus der pliocänen Zeit stammt**, und daß die **Schalenüberreste bei Hallbjarnarstadir die letzten Reste der pliocänen Ablagerungen sind, welche hier während des höchsten Wasserstandes zu jener Zeit abgelagert wurden.** Beobachtungen von anderen Küsten des nördlichen Atlantischen Ozeans scheinen, wie ich schon 1901 in meiner Arbeit über die »Fjorde und Buchten Islands« hervorhob, ebenfalls diese Annahme zu bekräftigen. Längs der norwegischen Küste von Lindesnæs bis zum Nordkap befindet sich eine abradierte Fläche in der Strandkante »Strandflade« [2]) genannt, die augenscheinlich von der Brandung herrührt und wie ein Gürtel der Küste folgt; durch diese Abrasion ist auf Helgeland ein 45 km breiter Gürtel des 400 m hohen Gebirgslandes an der ganzen Küste entlang fortgespült worden. **J. H. L. Vogt** hat nachgewiesen, daß diese Abrasion der Strandfläche jünger als der Jura und älter als die Eiszeit ist, daß die Entstehung derselben der Arbeit des Meeres zuzuschreiben sei und nichts mit der Eiszeit oder den Gletschern zu tun habe, nur insofern die Strandfläche, wie andere Teile des Landes, später vom Eise gescheuert wurde, und daß sie nicht interglazial, sondern aller Wahrscheinlichkeit nach tertiären Ursprungs sei [3]).

1) **James Geikie**: Fragments of Earth Lore. Edinburgh 1893, S. 273.

2) **Hans Reusch**: Strandfladen, et nyt Träk i Norges Geografi (Geol. Aarbog. for 1892/93). Auf Island ist keine eigentliche Strandfläche vorhanden, ausgenommen wenn man den Flachlandsgürtel längs der Südküste so nennen will. Auf den sandigen Strecken unterhalb des Vatnajökull und Mýrdalsjökull ist die Oberfläche vollständig mit losem, jüngerem Material, fluvioglazialem und vulkanischem Sande, sowie Flugsand bedeckt, und die darunter liegenden festen Felsen kommen nicht zum Vorschein. Daß das südliche Tiefland, sowie Mýrar und Breidifjördur Senkungsgebiete sind, ist unzweifelhaft, sie sind am Schlusse der Eiszeit vom Meere bedeckt gewesen, ohne daß die Oberfläche damals wesentlich verändert zu sein schien; wenn hier eine marine Abrasion von Bedeutung stattgefunden hat, muß sie präglazial oder frühglazial gewesen sein, aber es fehlen die Beweise, daß diese Gebiete zu jener Zeit unter Wasser gestanden haben. Daß diese Flachländer wirkliche Strandflächenbildungen seien, in die Ländermasse ausgehauen und abradiert, ist unwahrscheinlich, dafür sind die tektonischen Verhältnisse, welche das Gegenteil beweisen, zu klar. Es würde auch unverständlich sein, weshalb Snæfellsnes, das aus denselben Bergarten, von gleichem Alter, wie die übrigen Umgebungen von Mýrar, besteht, stehen geblieben wäre.

3) **J. H. L. Vogt**: Söndre Helgelands morfologi (Norges geol. Undersögelse, Kristiania 1900, Nr. 29, S. 35—55). — **A. M. Hansen**, **F. Nansen** u. a. nehmen an, daß die Strandfläche glazial oder interglazial sei, ohne jedoch überzeugenden Gründe dafür führen zu können.

Nach dem oben angeführten, scheint mir vieles dafür zu sprechen, daß die Verhältnisse an der norwegischen Küste denen an der isländischen nicht ungleich sind; daß der »Havеggen« eine miocäne Küstenlinie ist, und hier wie dort Senkung und Abrasion durch die tertiäre Zeit fortgedauert haben, sowie die Entstehung der Strandfläche am ehesten der Abrasion im Pliocän zuzuschreiben sei. Auf dem Beeren-Eiland ist der nördliche Hauptteil der Insel ein Tiefland, das gegen S sanft zum Mount Misery hinansteigt, wo es eine Höhe von 100 m erreicht. Die Ebene wird plötzlich nach dem Meere zu von 25—30 m hohen Felsen abgeschlossen und schneidet ein disloziertes und ungleichartiges Gebirge völlig gleichmäßig ab. J. G. Andersson hält die Ebene für eine Abrasionsfläche, welche nach der jüngsten Triaszeit und vor der Eiszeit[1]) entstanden ist. Es ist nicht unwahrscheinlich, daß wir hier dasselbe Phänomen, wie bei Island und Norwegen vor uns haben, nämlich, daß die Ebene eine tertiäre, vielleicht pliocäne Abrasionsfläche ist; daß sie etwas höher liegt, steht möglicherweise mit einer größeren Hebung in der spätesten tertiären Zeit in Verbindung, was sich auch in Spitzbergen wiederholt, wo tertiäre Meeresablagerungen hoch über dem Meere gefunden werden.

Die ungeheuer große Abrasionsfläche, welche Island umgibt, kann nicht während der Eiszeit entstanden sein, denn das Inlandeis, das sich überall in das Meer hinaus erstreckte, sowie das Meereis würden eine solche Abrasion unmöglich gemacht haben. Ebensowenig kann ihre Bildung während einer interglazialen Zeit vor sich gegangen sein, denn es ist widersinnig, eine so langwierige Interglazialzeit vorauszusetzen, die erforderlich sein würde, um eine so gewaltige Arbeit auszuführen, was auch nicht mit den verhältnismäßig unbedeutenden interglazialen Ablagerungen vereinbar wäre, die in anderen Ländern vorkommen. Hiermit ist es doch nicht ausgeschlossen, daß die Arbeit in interglazialen Zeiten fortgesetzt wurde, wenn solche in Island stattgefunden haben. Eine Interglazialzeit, die einen 75 bis 110 km breiten Gürtel von einem 500—1000 m hohen Basaltplateau abradieren konnte, müßte von so langer Dauer gewesen sein, daß die Eiszeiten vor und nach derselben im Vergleich als nichts zu rechnen wären. Wie könnten auch die pliocänen Meeresablagerungen auf Tjörnes in die Skjálfandibucht hinauf gelangt sein, wenn außerhalb derselben 100 km von einem hohen Plateauland erst in einer späteren Periode abradiert wurden.

Man hat noch nicht sichere Beweise für eine oder mehrere Interglazialzeiten auf Island in Gestalt von Pflanzen- oder Tierüberresten zwischen Moränen[2]) gefunden. Wie bereits früher erwähnt, hat H. Pjetursson in den oberen Etagen der Tuff-Formation Scheuersteine in einigen Breccien und Konglomeraten zwischen gescheuerten Laven gefunden, was auf erhebliche Oszillationen in den Gletschern der Eiszeit deutet, aber keineswegs ein hinlänglicher Beweis für mehrere Interglazialzeiten ist. Veränderungen der Gletscher sind nicht so auffallend in einem Lande, das so vulkanisch wie Island ist, denn die Vulkane waren ebenfalls während der Eiszeit in Tätigkeit. Hier und da hat man Gletscherschliffe gefunden, die sich kreuzen, jedoch scheinen dieselben lokal zu sein, und, soweit unsere heutigen Kenntnisse reichen, nicht größeren Systemen anzugehören. Island

---

[1]) Joh. G. Andersson: Den svenska Expeditionen til Beeren Eiland Sommaren 1899. (Ymer 1900, S. 436 f.

[2]) In Norwegen hat man auch nicht sichere Merkmale von einer Interglazialzeit gefunden, jedoch erwähnt Dr. H. Reusch einzelne Verhältnisse, welche darauf hindeuten, daß eine solche existiert hat. (Naturen 1899, S. 269 f.). — Nach Gunnar Andersson haben sich in Schweden kaum wirklich fossilführende, interglaziale Ablagerungen gebildet. (Das nacheiszeitliche Klima von Schweden. Bericht VIII der Züricher Botan. Gesellsch. 1903.) — Nach N. V. Ussing und N. O. Holst sind interglaziale Ablagerungen in Dänemark unsicher. (N. V. Ussing, Danmarks Geologi 1904, S. 207—13. N. O. Holst, Kvartär-Studier i Danmark och Norra Tyskland. Geol. Fören. Förh. Stockholm 1904, S. 433—52.) N. V. Ussing sagt: »Was Nordeuropa anbetrifft, so liegt nicht eine einzige hierher gehörige Beobachtung vor, über deren Bedeutung völlige Einigkeit herrsche.«

hat noch durch seine nördliche Lage mitten im Meere alle Bedingungen für die Bildung großer Firnfelder, und an mehreren Stellen gehen die Gletscher fast bis zum Meere hinab[1]; die Schneegrenze sinkt an der östlichen Küste der nordwestlichen Halbinsel bis zu 400 m hinab, und große Schneehaufen liegen oft Jahre hindurch an der Strandkante, ohne im Sommer zu schmelzen. Nicht weniger günstig müssen die Bedingungen in der Eiszeit und in den interglazialen Zeiten gewesen sein; kolossale Veränderungen müssen im Klima und anderweitig stattgefunden haben, wenn der größte Teil von Island während der Eiszeit eisfrei geblieben und eine wirkliche Interglazialzeit mit ausgebreiteter Flora und Fauna eingetreten war. So viel ich weiß, geht niemand so weit, sich Skandinavien, Grönland und andere Polarländer während einer interglazialen Periode als eisfrei vorzustellen. Unter allen Umständen ist der nördliche Teil des Atlantischen Ozeans mit großen Massen Treibeis angefüllt gewesen, begleitet von Eisnebeln, Regen und Schnee. Der Einfluß des Treibeises auf Wetterverhältnisse ist auf Island wohl bekannt. Naht sich das Treibeis dem Nordlande, so fällt im südlichen Island zuweilen mitten im Sommer, selbst in den Tiefländern, 300—500 km von der Schneegrenze entfernt, Schnee. Trotz einer bedeutenden Steigerung der allgemeinen Lufttemperatur in interglazialen Zeiten, mußte doch das Treibeis mit den unumgänglichen Niederschlags- und Kälteperioden sehr viel dazu beigetragen haben, die Eisdecke von Island stationär zu bewahren. Man kann sich deshalb nicht gut vorstellen, daß während der interglazialen Perioden größere Strecken von Island eisfrei geblieben und bewachsen worden seien, weshalb es sich kaum erwarten läßt, auf Island bedeutende Pflanzen und Tierüberreste aus diesen Zeiträumen stammend, zu finden, wenn es überhaupt Zeiten mit bedeutendem Rückgang der Gletscher gegeben hat.

Postglaziale Landbrücke. Viele Geologen meinen, daß die nordischen Länder während der Eiszeit wenigstens zwei Tausend Meter höher als jetzt gewesen wären, und daß die Höhe des Landes in Verbindung mit dem Mangel an südlichen Meeresströmungen im nördlichen Atlantischen Ozean die hauptsächlichen Ursachen der Eiszeit gewesen seien. Diese Hypothese ist jedoch bisher nicht bewiesen worden, und sie würde auch keinesfalls die glazialen Zustände eines großen Teiles der Erde erklären können. Auf Island habe ich nichts gefunden, das eine solche Höhe des Landes während der Eiszeit bestätigte, auch läßt sich die Hypothese von einer Landbrücke über Island in jener Periode nicht aufrecht erhalten. Ich habe nicht die geringste Spur eines Beweises für dieselben entdecken können, aber sehr vieles, das dagegen spricht. Wenn Island mit dem dazugehörigen unterseeischen Landrücken 2000 m höher gewesen wäre als jetzt, würde eine Landverbindung mit Grönland auf einer 400—500 km langen Strecke, und ebenfalls eine Verbindung mit Schottland und den Faröer existiert haben; dieser breite Landrücken müßte ebenso wie die nächstgelegenen Länder mit Eis bedeckt gewesen sein, aber nirgends ist eine Spur von einer Gletscherverbindung zwischen den Ländern vorhanden, ebensowenig wie zwischen Beeren-Insel und Spitzbergen. Sowohl Island wie die Faröer haben ihre eigene Glaziation gehabt mit Gletscherschrammen, die nach allen Seiten ausstrahlen. In Ländern von einem so eigentümlich petrographischen Bau würden fremde Blöcke leicht bemerkt werden können, aber es ist nichts dergleichen gefunden, in den isländischen Moränen ist nichts von Granit, Gneis und paläozoischem Gestein von der nahegelegenen grönländischen Küste entdeckt worden. Die tektonischen Verhältnisse, die pliocänen Ablagerungen usw. sprechen ebenfalls gegen eine glaziale Landverbindung. So groß die Wahrscheinlichkeit ist, daß eine Landbrücke im Miocän existiert hat, ebenso groß ist die Unwahrscheinlichkeit ihres Daseins während der Eiszeit. Die Basaltgegenden auf Island haben sich seit dem Schlusse

[1] Th. Thoroddsen: Islands Jökler i Fortid og Nutid. (Geogr. Tidsskr. XI, 1891, S. 111—146.)

des Miocän nicht wesentlich verändert; in dem vulkanischen Tuffgürtel haben erheblichere tektonische Bewegungen sowohl im Pliocän als während der Eiszeit und später stattgefunden, ohne jedoch das geographische Aussehen des Landes wesentlich verändert zu haben. Im allgemeinen sind Größe, Gestalt und die gröbere Skulptur des Landes ungefähr dieselben wie am Schlusse des Pliocän und hauptsächlich sind es die Tuffgegenden, welche sich seitdem verändert haben. Ferner spricht die geringe Tiefe der Fjorde gegen eine größere Höhe des Landes während der Eiszeit, eine Erhöhung des Landes von 50—100 m würde genügt haben, denn es ist unwahrscheinlich, daß das Eis mit der Bildung der unterseeischen Fjorde das geringste zu tun hatte; selbst wenn dies der Fall gewesen wäre, würde eine Hebung von 200 m über der jetzigen Meeresfläche genügt haben.

Die Schalenfunde der »Ingolf«-Expedition von glazialen Seichtwasserformen in tiefem Wasser zwischen Island und Jan Mayen beweisen nichts mit Rücksicht auf eine allgemeine Erhöhung des Landes während der Eiszeit, sie beweisen höchstens, daß das nördliche Meer damals wenigstens streckenweise seichter gewesen ist. Die meisten Seichtwasserformen sind zwischen Island und Jan Mayen gefunden, und hier ist es nicht ganz ausgeschlossen, daß größere Senkungen in verhältnismäßig späten Zeiten stattgefunden haben. Die großen, vulkanischen Spalten, welche vom Rücken der Halbinsel Reykjanes bis zur Halbinsel Langanes Island zerklüften und unglaubliche Massen von vulkanischem Material ausgeworfen und ausgegossen haben, laufen gerade auf Jan Mayen zu, und es wäre merkwürdig, wenn sie nicht ebenfalls auf dieser Strecke zwischen Island und dieser Insel Asche und Lava ausgeworfen hätten. Es ist deshalb möglich, daß hier das Meer im Pliocän seichter gewesen ist, und daß Jan Mayen durch einen unterseeischen Rücken, der sich später gesenkt, mit Island verbunden war, was jedoch nicht hinlänglich bewiesen ist. Infolge von A. C. Johansens Untersuchungen zeigt es sich inzwischen, daß die Ausbreitung der Formen aus seichtem Wasser über größere Tiefen ein ganz gewöhnliches Phänomen ist, so daß die früher erwähnten Beobachtungen kaum als erheblichere geologische Beweise dienen können. A. C. Johansen kommt zu dem Resultat, daß das Vorhandensein der vielen leeren Schalen von Seichtwasser-Mollusken in großen Tiefen des Atlantischen Ozeans von der Davisstraße bis Gibraltar, sowie in anderen Meeren in der Regel dem Transport, Treibeis, den Strömungen usw. zugeschrieben werden müsse[1]). Die großen Massen von Treibeis, welche während der Eiszeit die nördlichen Meere anfüllten, müssen eine Menge von Geröll, Gesteinen, Ton und Schaltieren über die Meerestiefe ausgebreitet haben. Man muß also von einer glazialen oder interglazialen Senkung des Bodens im nördlichen Atlantischen Meer Abstand nehmen.

Mehrere Botaniker haben die Ansicht vertreten, daß in postglazialer Zeit eine Landbrücke über die Faröer und Island existiert haben muß, welche Hypothese jedoch jeden Anhalts in den geologischen Verhältnissen entbehrt. Wie bereits erwähnt, besaß Island schon vor der Eiszeit in der Hauptsache dieselbe Skulptur wie jetzt, die Täler und Fjorde im Basaltgebiet glichen den heutigen. Später strömten doleritische Laven in die Täler und Niederungen hinab, und diese Laven sind sämtlich vom Eise gescheuert, auf diesen Doleriten findet man Gletscherschrammen vom Zentrum des Landes bis zur Küste, und diese Laven müssen demnach präglazialen oder glazialen Ursprungs sein. Während der Eiszeit war das ganze Land mit Inlandeis bedeckt, das sich radial von den Höhenpunkten

---

[1]) A. C. Johansen: Om Aflejringen af Molluskernes Skaller i Indsöer og i Havet. (Vidensk. Meddel. fra naturh. Foren. Köbenhavn 1901, S. 46.) — Derselbe: On the hypothesis on the sinking of seabeds based on the occurrence of dead shallow-water shells at great depths in the sea. (A. a. O. 1902, S. 393—435.) — Vgl. O. B. Böggild: Om en formodet Sänkning af Havbunden mellem Island og Jan Mayen. (Vidensk. Meddel. Nat. For. 1902, S. 249—58.)



des Landes durch alle Täler über Hochland und Flachland abwärts bewegte und sicherlich an verschiedenen Stellen einige Kilometer in das Meer hinausreichte. Gletscherschliffe finden sich überall, sowohl auf den höchsten Gipfeln des Hochlandes als auch auf den äußersten Klippen und Inseln. Das Inlandeis, welches ganz Island als eine leicht gewölbte Kuppel bedeckte, besaß auf dem Hauptlande durchschnittlich eine Mächtigkeit von ca 1000 m, dahingegen auf der nordwestlichen Halbinsel wahrscheinlich kaum über 400—500 m.

Wenn eine postglaziale Landbrücke existiert hätte, müßten die isländischen Täler und Fjorde postglazialen Ursprungs sein, was aber nachweisbar nicht der Fall ist, auch müßten die Erosionsrinnen der Basaltgegenden des Ostlandes, von welchen der unterseeische Rücken ausläuft, andere Richtungen als die jetzigen verfolgt haben. Die Täler und Fjorde setzen sich in unterseeischen Fjordrinnen fort, welche am Rande des unterseeischen Plateaus münden, von dem sich Island erhebt. Wie auf jeder Tiefenkarte zu sehen ist, zieht sich der unterseeische Rücken von den Faröer aufwärts nach den ostisländischen Basaltgegenden zu, und die Mündungen der unterseeischen Fjordrinnen führen bis auf den nämlichen Rücken hinaus, der demnach gesenkt sein muß, ehe die isländischen Fjorde entstanden.

Wie schon früher erwähnt, sind die isländischen Täler und Fjorde im Laufe des Pliocän entstanden, und die erste Anlage zu diesen Erosionsrinnen konnte erst stattfinden, nachdem die großen tektonischen Bewegungen in der Basaltplatte im wesentlichen einen Abschluß gefunden hatten, was am Schlusse des Miocän geschah. Daher ist es so gut wie festgestellt, daß die Senkung der Landbrücke ins Meer gleichzeitig mit den anderen tektonischen Bewegungen im Miocän vor sich gegangen sein muß.

Die Ansicht, nach welcher eine Landbrücke geschaffen wurde, indem sich die Meeresfläche nach der Eiszeit ca 700 m senkte, ist ebensowenig stichhaltig, demnach müßte das Meer auf irgend eine unerklärliche Weise ungefähr 250 Mill. cbkm Wasser eingebüßt und dann sich von neuem gehoben haben, so daß Nord- und Ostsee und andere Binnenmeere in trocknes Land verwandelt sein müßten. Andere werden vielleicht einwenden, daß sich Island und der ganze Landrücken nach der Eiszeit gehoben haben könne, ohne daß die einzelnen Teile der Erdrinde ihre tektonischen Verhältnisse verändert hätten, so daß Pflanzen und Tiere auf diesem Wege hin und her wandern konnten. Der Mangel auf Island an endemischen Pflanzen, an Reptilien und Fröschen, sowie an allen größeren Säugetieren[1]) scheint entschieden einer solchen Annahme zu widersprechen, die außerdem ebensowenig von den geologischen Verhältnissen unterstützt wird. Eine gleichmäßige Hebung des Meeresbodens auf so großen Arealen ist nicht leicht anzunehmen, zumal nicht auf einem solchen vulkanischen Senkungsgebiet, wie dem mittelsten Teile des nördlichen Atlantischen Ozeans, wo verschiedene Verhältnisse darauf hinzudeuten scheinen, daß hier eine gleichmäßige und ununterbrochene Senkung der Erdrinde von der paläozoischen Zeit an stattgefunden hat. Etwas anderes ist es, daß die Randgebiete auf beiden Seiten des Atlantischen Meeres sich durch lateralen Druck bei dem Zusammenziehen der Erdrinde gehoben haben können. Aus den vielen Strandlinien, Terrassen und Muschelbänken, die sich in fast ununterbrochener Reihe in jedem Fjord finden, geht hervor, daß die See im letzten Abschnitt der Eiszeit und lange nachher an den isländischen Küsten höher hinauf gegangen ist und die Niederungen unter Wasser gestanden haben. Am Schlusse der Eiszeit, als das ganze innere Island noch mit Gletschern bedeckt war, ging das Meer an den Küsten 80—130 m höher als der jetzige Meeresspiegel. Derselbe befand sich auf dem Hauptlande ca 130 m höher und darüber, und auf der nordwestlichen Halbinsel sind aus jener

[1]) Eine Untersuchung der isländischen Insektenwelt würde von großem Interesse sein, aber die isländische Entomologie ist vollständig vernachlässigt worden, es sind nur Verzeichnisse einiger Abteilungen nach den Sammlungen von O. Staudinger vom Sommer 1857 vorhanden.



Zeit Strandlinien in den steilen Vorgebirgen nach dem Meere hinaus 80 m höher als die jetzige Meeresfläche vorhanden. Dasselbe gilt aber nicht von den Fjorden, die damals von Gletschern angefüllt waren; dann zog sich das Meer nebst der rein glazialen Fauna allmählich zurück, die negative Verschiebung der Küstenlinie bleibt dann ziemlich lange auf der Höhe von 30—40 m stehen, worauf sie ihren Weg ununterbrochen bis auf den heutigen Tag fortsetzt.

Man wird aus dem angeführten ersehen, daß die geologischen Beobachtungen die Hypothese von einer postglazialen Landbrücke nicht unterstützen, im Gegenteil muß dieselbe vom geologischen Gesichtspunkt aus als ganz unhaltbar betrachtet werden. Nach dem Schlusse der Eiszeit müssen Pflanzen und Tiere auf der Wanderung nach Island dieselben Verkehrsmittel benutzt haben, die ihnen noch heute zu Gebote stehen, wenn sie über das Meer wandern wollen; im Miocän war dahingegen aller Wahrscheinlichkeit nach eine wirkliche Landbrücke vorhanden, so daß die Organismen den Landweg benützen konnten und nicht nötig hatten, sich dem nassen Element anzuvertrauen [1]).

Die Hauptresultate der angeführten Beobachtungen und Betrachtungen sind in Kürze folgende: In der Mitte des Miocän war Island durch eine breite Landbrücke mit Grönland, den Faröer und Schottland verbunden; diese Landbrücke war ein vulkanisches Hochland oder Plateauland, aus unzähligen, von Kraterreihen und Spalten hervorgebrachten Lavaströmen gebildet. Das Plateau, mit einer Höhe von 3—4000 m ü. M., wurde gegen das Ende des Miocän zerstückt und senkte sich; durch diese Senkung in Verbindung mit Abrasion wurden die Länder getrennt und haben seitdem nicht in Verbindung miteinander gestanden. Island war jedoch damals nach der Trennung bedeutend größer als jetzt, indem sich das Land nach allen Seiten 50—100 km weiter ausdehnte. Die Senkung wurde gleichmäßig, wenn auch vielleicht mit geringerer Intensität, durch das Pliocän fortgesetzt und gleichzeitig die unterseeische Plattform innerhalb der 100 Faden-Linie abradiert; die Abrasion währte bis in die Periode »Red Crag« und fand hier ihren Abschluß. Im Pliocän wurden Island querdurch von neuen Bruchlinien zerklüftet, die infolgedessen eine heftige vulkanische Tätigkeit entwickelten und Tuff, Breccie und Lava bildeten; diese Tätigkeit ist auf denselben Linien durch die Eiszeit bis auf den heutigen Tag fortgesetzt worden. Während die Produktion anfänglich überwiegend aus Asche und Bruchstücken von Lava bestand, wurden später Lavaströme, erst doleritische, dann basaltische allgemein. Als die Eruptionsperiode, welche den vulkanischen Tuffgürtel quer über Island bildete, begann, war bereits ein Teil der Abrasionsfläche durch die Brandung ausgemeißelt worden. Seit dem Miocän ist Island (die Landplatte selbst) einer anhaltenden Senkung ausgesetzt gewesen, die bis auf den heutigen Tag fortdauert, aber vom Schlusse des Pliocän bis in die Gegenwart ist die Meeresfläche an den Küsten des Landes verschiedenen bedeutenden Oszillationen unterworfen gewesen, mit den Grenzziffern von 80 m positiver und 250 m negativer Verschiebung der Strandlinie. Am Schlusse des Pliocän und in dem allerfrühesten Abschnitt der Eiszeit sank die Strandlinie gegen 250 m unter das jetzige Niveau hinab, und in der breiten, in trocknes Land verwandelten unterseeischen Plattform bildeten sich Erosionsrinnen. Darauf trat mit dem zunehmenden Wachstum der Gletscher eine positive Bewegung der Strandlinie ein, sodaß dieselbe während der größten Vereisung vermutlich nur 100 m niedriger als jetzt lag; diese Bewegung setzte sich durch die Eiszeit fort, und am Schlusse derselben waren sämtliche Niederungen vom Meere bedeckt, und die Küstenlinie lag 80 m höher als jetzt. Seitdem begann eine negative Verschiebung der Strandlinie,

[1]) Th. Thoroddsen: Hypotesen om en postglacial Landbro over Island og Færöerne set fra et geologisk Synspunkt. (Ymer, Stockholm 1904, S. 392—99.)

und das Meer blieb einige Zeit lang auf der Höhe von 40 m über der jetzigen Strandlinie stationär, worauf es zum Niveau der Gegenwart hinabsank. Die isländischen Buchten und Fjorde verdanken sowohl tektonischen Bewegungen als auch Erosion ihre Entstehung. Die Buchten entstanden meistens am Schlusse des Miocän infolge von Senkungen, die Täler und Fjorde wurden durch die Erosion der Flüsse im Pliocän gebildet, aber später von den Gletschern der Eiszeit vertieft. Die isländischen Fjorde haben dieselben charakteristischen Formen wie die norwegischen, wenn auch nicht in einem so ausgeprägten Grade, was vielleicht mit der geringeren Mächtigkeit der Gletscher und der geringeren Höhe der dahinter liegenden Gebirge zusammenhängt. Die erste Anlage einiger Erosionsrinnen ist Bruchlinien in der Landplatte zuzuschreiben. Die Fjorde sind ausschließlich an Basalt gebunden und fehlen im jüngeren Tuffgebiet.

VII. Übersicht über die geologischen Formationen und ihre geographische Ausbreitung. I.

1. Die Basaltformation. 2. Gänge. 3. Surtarbrandur. 4. Gabbro. 5. Liparit und Granophyr.

1. Die Basaltformation.

Über die Hälfte von Island besteht aus Basalt, der im nördlichen, östlichen und westlichen Teile des Landes mit gewaltigen, dunklen Mauern nach dem Meere hinaus zutage tritt, etwa wie auf den Faröer-Inseln, nur mit dem Unterschied, daß die isländischen Basaltgebirge viel größere Dimensionen besitzen. Im ersten Abschnitt haben wir flüchtig die allgemeine äußere Skulptur dieser Gebirge behandelt und im sechsten Abschnitt ihre tektonischen Verhältnisse, sowie die Neigung der Basaltdecken in den verschiedenen Teilen des Landes besprochen. Mit Rücksicht auf die Ausbreitung des Basalts erlaube ich mir auf die geologische Karte von Island hinzuweisen. An dieser Stelle soll nur versucht werden, eine allgemeine Übersicht der Struktur der Basaltgebirge zu geben, obwohl dieselbe bei weitem nicht hinlänglich untersucht ist. Spezielle Untersuchungen auf dem Gebiet der isländischen Geologie sind bisher nicht wahrgenommen worden, und die Resultate meiner eigenen und der Forschungen anderer Gelehrten dürfen nur als erste Pionierarbeiten betrachtet werden. In einem schwer zugänglichen Lande, von welchem noch keine Spezialkarten vorhanden sind, muß man sich einstweilen mit allgemeinen Übersichten begnügen. erst wenn die Regierung sich einmal entscheidet, Island systematisch vermessen und geologisch untersuchen zu lassen, kann man genaue Aufklärung über Details und Antwort auf viele, bisher ungelöste Fragen erwarten.

Die Basaltgebirge erheben sich aus dem Meere als schichtweise aufgebaute Mauern mit schmalen, stufenförmigen Absätzen, die besonders nach einem Schneefall deutlich hervortreten; an einigen wenigen Stellen sind die einzelnen Stufen mit etwas Moos bewachsen, aber im allgemeinen fehlt an diesen steilen Gebirgsabhängen jegliche Vegetation. Der oberste Teil der Gebirge besteht aus sehr steilen Wänden, dahingegen ist der untere meistens mit Schutthalden, herabgefallenen Felsblöcken und Geröll bedeckt; die losen Massen reichen in der Regel bis zur Mitte des Gebirges, zuweilen auch noch höher hinauf. Häufig bildet der untere Teil der Gebirge Terrassen, die nach unten zu breiter werden, in welchem Falle die eigentlichen Schutthalden von geringen Dimensionen sind, weil die Gletscher der Eiszeit höchstwahrscheinlich eine Menge Schutt und Steine fortgeführt haben.

Im großen ganzen sind die Gesteine, welche die Bestandteile der Basaltformation bilden, außerordentlich einförmig. Dieselben sind durchgängig Basalte, obwohl man bei näherer Untersuchung der Bruchstücke unter einer Felswand finden wird, daß mit Rücksicht auf Struktur, Umbildung und wechselseitige Verteilung und Größe der einzelnen Bestandteile unendlich viele Variationen innerhalb der engen Grenzen der Basaltfamilie vorkommen. Die Färbung ist dunkel mit mannigfaltigen Schattierungen von dunkelgrau bis zu pechschwarz, bisweilen ist dieselbe auch bräunlich. Die Größe des Korns ist sehr verschieden, und man kann hier wie anderwärts die Gesteine als Dolerit, Anamesit und den eigentlichen Basalt unterscheiden. Graue Dolerite von demselben Aussehen wie die doleritischen, gescheuerten Lavaströme sind ebenfalls vereinzelt in mächtigen Decken innerhalb der älteren Abteilungen der miocänen Basaltformation vorhanden. Betrachtet man eine Basaltwand aus unmittelbarer Nähe, so zeigt es sich, daß einige Lagen dicht, andere grobkörnig, doleritisch, porphyritisch oder mandelsteinartig sind, letztere mit mehr oder weniger gefüllten Blasenräumen; etliche Lagen sind von Säulenstruktur oder in verschiedenem Grade regelmäßig zerklüftet, andere sind in Platten gesondert oder gestreift, noch andere sind schlackig oder bestehen aus Lavabreccie, auch ist die Verwitterung in den einzelnen Lagen mehr oder weniger fortgeschritten. Trotz der verwirrenden Mannigfaltigkeit der Einzelheiten ist die Gesamtheit gleichartig.

Die vielen Variationen in der äußeren Erscheinung der isländischen Basalte sind hauptsächlich durch die Feinheit des Korns der einzelnen Mineralien, der Menge derselben und ihr Verhältnis zu einander bedingt. Mit Rücksicht auf ihre Dimensionen und Gruppierung sind die einzelnen Kristalle von Plagioklas, Augit und Magnetit sehr verschiedenartig entwickelt. Oft kommen einzelne Kristalle in beträchtlicher Größe ausgeschieden in einer feinkörnigen Grundmasse vor, welche letztere zuweilen Mikrofluidalstruktur besitzt; Glas findet sich ausschließlich in den Gängen. Apatit wird selten und in geringer Menge angetroffen. Magnetit tritt bisweilen so reichlich auf, daß der Kompaß beeinflußt wird. Olivin ist gewöhnlich in großen makroskopischen Kristallen, vorzugsweise in den Doleriten, vorhanden und besitzt dann häufig einen stark metallisch schillernden Glanz, in dichteren Basalten kommt derselbe spärlicher vor, oder er fehlt gänzlich, obwohl sich auch Basalte finden, die dermaßen mit Olivin angefüllt sind, daß die Grundmasse beinahe ganz verschwindet. Zuweilen enthalten die isländischen Basalte große porphyritisch ausgeschiedene Anorthitkristalle, stellenweise habe ich einen fast reinen Anorthitfelsen gefunden; so besteht der westliche Teil von Hrappsey zum großen Teile aus hellem, grobkörnigem Gestein, das beinahe ausschließlich aus Anorthit mit einzelnen Körnchen Magnetit und Titaneisen zusammengesetzt ist, während ein braunes Basaltglas in einige Risse eingedrungen ist. Dieses von dünnen Basaltgängen durchsetzte Gestein weist stellenweise kugelförmige Absonderungen auf. Im untersten Teile von Esja und an mehreren anderen Orten der tiefer gelegenen Niveaus finden sich Gesteine, welche dem Aussehen und der Zusammensetzung nach vollständig alten Diabasen gleichen. Die Menge der Kieselsäure in den isländischen Basalten schwankt zwischen 47—53 Proz., und das spezifische Gewicht beträgt nach F. Zirkel 2,77—3,05. Eigentliche Augitandesiten sind von Island nicht bekannt, ebenso wenig Leuzit oder Nephelinbasalte.

Die Struktur der einzelnen Basaltdecken ist, wie bereits erwähnt, sehr verschieden. Die dicken und dichten Basaltdecken sind häufig in regelmäßige Säulen abgesondert oder auch in unregelmäßige viereckige Stücke abgeteilt. Die Säulen sind mit Rücksicht auf ihre Dicke, Höhe und Regelmäßigkeit sehr verschiedenartig; meistens sind die regelmäßigen Säulen sechseckig, obwohl auch drei- und viereckige ziemlich häufig vorkommen. Die Länge der Säulen ist sehr verschieden und kann 20—30 m betragen. Zuweilen sind die einzelnen Säulen in dünne Platten gespalten oder auch aus Stücken oder Gliedern, bis-

weilen auch aus Kugeln zusammengefügt. Diese Säulen sind nicht selten gekrümmt oder schief, aber in den gewöhnlichen Basalt- und Doleritdecken meistens gerade und senkrecht, während dieselben in den intrusiven Lagen innerhalb der Palagonitformation alle möglichen Stellungen einnehmen, und in den Gängen wagerecht sind. Es ist nicht ausgeschlossen, daß etliche Basaltdecken mit Säulenstruktur intrusive Lagen (sills) sind, aber diese Verhältnisse ermangeln einstweilen der Untersuchung. Die Gegend bei Stapi auf Snæfellsnes ist wegen ihrer schönen Reihen von Basaltsäulen bekannt, in denen das Meer große Höhlen ausgebrochen hat; diese Säulen finden sich im Rande eines postglazialen Lavastroms. Hohe gegliederte Säulen kommen in altem Basalt in Brandstangi auf Hrappsey vor. Am Godafoss im Skjálfandafljót finden sich gebogene Säulen, während am Eldeyjarfoss desselben Flusses hohe und schlanke, vier- und sechseckige Säulen vorhanden sind; bei Fródá auf Snæfellsnes kommen hohe und schlanke, etwas gebogene Basaltsäulen vor. Am Litlanesfoss im Fljótsdalshjerad finden sich eine Menge hoher Basaltsäulen, sowohl gerade als auch gebogene, in verschiedenartigen Stellungen. Auf Melrakkanes am Hamarsfjördur sind mehrere Reihen kleiner Basaltsäulen übereinander vorhanden, und wo dieselben aufeinander stoßen, finden sich stellenweise Höhlen. Bei Nordurá im Borgarfjord, in der Nähe von Brókarhraun sind etliche eigentümliche Basaltsäulen wie Schlangen gewunden, in Hnúkur im Vatnstal finden sich gebogene Säulen, in Borgarvirki dicke, in dünne Platten gespaltene Säulen; bei Skagaströnd bestehen die Basaltsäulen aus zusammengefügten, nach unten konvexen, nach oben konkaven Gliedern; bei Kirkjubær auf Sida befindet sich der bekannte Kirkjugólf, eine glatte Felsenfläche, dem Anschein nach aus regelmäßig zusammengefügten Platten bestehend, die in Wirklichkeit Enden von Basaltsäulen sind. Ferner sind am Gullfoss und an unzähligen anderen Orten schöne Basaltsäulen vorhanden. In der Nähe von Dynjandi am Arnarfjördur tritt an einer Stelle die eigentümliche Erscheinung zutage, daß sich in der Mitte einer Felswand eine Reihe großer Basaltsäulen befindet, deren unterste Enden derartig von der Erosion mitgenommen sind, daß sie in der Entfernung einer Reihe großer Orgelpfeifen gleichen. In dicken Basaltdecken nehmen die Basaltsäulen häufig zwei Drittel der Mächtigkeit ein, während der oberste Teil aus unregelmäßig zerklüftetem oder schlackigem Basalt besteht; dahingegen ist die Schlackenkruste auf der unteren Seite oft sehr unbedeutend. Wo Basaltströme in der Surtarbrandformation Tonlagen berührt haben, sind diese zuweilen verändert und rötlich gefärbt, oder auch ist der Ton säulenförmig abgesondert.

Bisweilen besitzt der isländische Basalt Bandstruktur oder er ist mit Streifen von feinerem und gröberem Material durchzogen, zuweilen finden sich auch Ansätze zur Schlierenbildung, und oft enthalten die verschiedenen Lagen eine ungleiche Menge von Blasenräumen; infolge von Verwitterung treten die Lagen als Rippen oder Streifen an die Oberfläche, und in der Entfernung gleicht das Gestein häufig grobem Tuff. In dünne, klingende Platten gespaltene graue Basalte und Dolerite sind in den obersten Schichtfolgen sehr allgemein, und wenn man in Basaltgegenden über Gebirgspfade reitet, findet man oft die Oberfläche mit Tausenden von dünnen und dicken Stücken von zerbrochenen Basaltplatten übersät. Zwischen den dichteren Basaltdecken kommen stellenweise unregelmäßige Lagen von Lavabreccie vor, höchstwahrscheinlich alte Ströme von Blocklava (apalhraun), die gleich den modernen Blockströmen schlackige Stücke und Platten, sowie einzelne eckige, dichte Bruchstücke, alles unordentlich durcheinander gemischt, enthalten.

Mächtige Lagen von Mandelstein werden an vielen Orten, namentlich in den tiefer gelegenen Teilen der Basaltplateaus angetroffen, häufig sind dieselben sehr verwittert, so daß sie kaum zusammenhängen können und zuweilen beim ersten Blick Tuff, Breccie oder Konglomeraten gleichen, da die verschiedenen Teile der Verwitterung ungleichen

Widerstand leisten. Die Blasenräume sind mit Zeolithen, Quarz und Kalkspat ausgefüllt. Island ist wegen seiner zahlreichen, gut entwickelten, teilweise seltenen Zeolitharten bekannt, die in der Basaltformation in verschiedenen Landesteilen angetroffen werden. Ein bekannter Fundort für Zeolithe ist Teigahorn am Djúpivogur, schöne Kalzedone sind in Grákollur am Reydarfjördur vorhanden. An mehreren Orten findet sich reiner Kalkspat in Spalten im Basalt, so z. B. in Esja, in der Nähe von Mógilsá, wo der dort vorkommende Kalk eine Zeitlang praktische Verwendung beim Bau der Häuser in Reykjavík fand, außerdem wird Kalk in Skardsheidi und an anderen Orten angetroffen. Dieser im Basalt ausgeschiedene Kalk ist jedoch nur von geringer praktischer Bedeutung und fast sämtlicher Kalk muß eingeführt werden, da der isländische Erdboden ungewöhnlich arm an Kalkgehalt ist. Der Fundort des berühmten isländischen Doppelspat in der Nähe von Helgustadir am Reydarfjord liegt 100 m ü. M. in einem Bergabhang aus Basalt; hier sind eine Menge verschlungene Kalkspatadern von ungleicher Mächtigkeit in stark verwittertem Basalt vorhanden; die größten Doppelspatkristalle, mit Reihen von Desminen bewachsen, haben sich in rötlichem Ton entwickelt. Ein ähnlicher, wenngleich nicht so ergiebiger Fundort für Doppelspat befindet sich am Djúpifjördur auf dem Westlande[1]), und kleinere Quantitäten desselben Minerals werden an vielen anderen Orten der isländischen Basaltformation angetroffen. Basaltdecken oder Basaltgänge enthalten selten Bruchstücke anderer Gesteine, wohingegen es recht allgemein ist, daß Liparitgänge Bruchstücke von Basalt enthalten. In der Nähe von Kvígindisfell habe ich doch in einem Anamesit mit platten- und schieferförmiger Absonderung Bruchstücke eines dichten Basalts gefunden.

Die einzelnen Basaltdecken in den Gebirgsabhängen sind von sehr ungleicher Mächtigkeit und Ausdehnung, häufig sind dieselben linsenförmig und zwischeneinander eingekeilt, so daß man oft beobachten kann, wie der einzelne Strom auf einer verhältnismäßig kurzen Strecke sich nach beiden Seiten abflacht und verschwindet, was namentlich von dünneren Basaltschichten gilt, obwohl man auch bisweilen beobachtet, daß dicke Lagen auf einer kurzen Strecke dünn werden und sich zwischen die anderen Lagen einkeilen, wie es bei Botn im Súgandafjördur der Fall ist, wo eine linsenförmige, 30—40 m dicke Basaltdecke von dichtem Basalt sich auf einer Strecke von ca 300 m nach beiden Seiten zwischen die anderen Basaltdecken einkeilt. Ähnliche Verhältnisse treten sehr deutlich in den steilen Gebirgsabhängen am Kjálkafjördur und an anderen Fjorden auf Bardaströnd, in Mýrahyrna am Grundarfjördur, sowie bei Djúpivogur zutage, wo ich beobachtete, daß ein Basaltstrom die Spalten eines anderen, darunterliegenden, ausgefüllt hatte. Beim Betrachten der Gebirgsabhänge erhält man den Eindruck, daß viele kleine Lavaströme um den Platz gekämpft haben, wie man es an vielen Stellen in den modernen Lavawüsten sieht, wo Ausbrüche von vielen nahe beieinander liegenden Kraterreihen und Spalten stattgefunden haben. Zuweilen finden sich, über große Areale ausgebreitet, mächtige Decken häufig mit Säulenstruktur, die sich viele Kilometer in den Gebirgsabhängen verfolgen lassen.

Betrachtet man vom Boden einer der großen Klüfte in den modernen, postglazialen Lavaströmen die zu beiden Seiten emporstrebenden Lavawände, so wird es einem sofort in die Augen fallen, daß dieselben mit Rücksicht auf Struktur und Bau völlig den miocänen Basaltwänden gleichen, mit dem einzigen Unterschied, daß das Gestein in den neueren Lavaklüften frischer und weniger verwittert ist, obwohl auch unter den alten Basalten Profile angetroffen werden, deren einzelne Lagen sehr wenig vom Zahn der Zeit berührt zu sein scheinen. Ebenso sieht man die Anordnung der einzelnen Ausflüsse in den Fels-

[1]) Diese beiden Fundorte für Doppelspat habe ich beschrieben in Geol. Fören. Förhandl. XII, Stockholm 1890, S. 247—54, und in Himmel und Erde III, Berlin 1891, S. 182—87.

wänden, welche aus doleritischen, geschrammten Laven, wie z. B. in Asbyrgi, bestehen, wo die linsenförmige Gestalt der einzelnen Ströme besonders deutlich zutage tritt. Was die Profile der gewaltigen Lavaströme betrifft, welche in historischer Zeit von einem einzelnen, kürzere oder längere Zeit andauernden Ausbruch der isländischen Vulkanspalten (Laki, Eldgjá u. a. m.) herrühren, so wird man die Beobachtung machen, daß ein derartiges Lavafeld aus vielen dünnen und dicken Strömen zusammengesetzt ist, die durch fortgesetzte Ausflüsse aus der Spalte und ihren verschiedenen Kratern während derselben Ausbruchsperiode zutage gefördert wurden, so daß ein Ausbruch bei günstigen Terrainverhältnissen eine 100—200 m dicke Lavamasse mit vielen scharf abgesonderten Lagen von verschiedenartiger Struktur produzieren kann. Deshalb ist es nicht ausgeschlossen, daß innerhalb der Basaltformation mächtige und ausgedehnte Basaltdeckenkomplexe von fortgesetzten, kürzere oder längere Zeit andauernden Ausbrüchen einer einzelnen Spalte herrühren.

Die Anzahl der Basaltdecken in den einzelnen Gebirgsabhängen, sowie die Dicke der einzelnen Lagen ist sehr verschieden. Es läßt sich denken, daß zahlreiche Basaltdecken vorhanden sein müssen, wo Felsmauern mit abfallenden Basaltlagen, wie stellenweise im Ostlande, sich bis zu einer Höhe von 1000 m erheben, dahingegen ist es nicht immer leicht, die Anzahl derselben festzustellen, indem sich die einzelnen Decken zwischeneinander einkeilen und deshalb schwierig voneinander zu unterscheiden sind, auch bedecken oft Schutt und Bergstürze große Strecken des Bergabhanges. Bei Bildudalur im Westlande zählte ich in der oberen Hälfte des Gebirgsabhanges, während die untere durch Schutthalden verhüllt ist, 30 Basaltlagen, also müssen im ganzen, vom Niveau des Meeres an gerechnet, 60 Lagen vorhanden sein; der Bergabhang hat eine Höhe von ca 500 m, demnach hat jede Basaltdecke eine durchschnittliche Dicke von ca 8 m. Bei Langivatnsdalur vermaß ich in einem Bergabhang eine Reihe von Basaltdecken, die durchschnittlich ebenfalls eine Mächtigkeit von 7—8 m besaßen. Im Fagraskógarfjall bei Mýrar zählte ich im oberen Teile des 400 m hohen Berges 50 Basaltlagen, demnach muß der ganze Berg ungefähr 80 Lagen enthalten, die jedoch durchschnittlich nur 5 m dick sind. Etliche Basaltdecken sind nur 2—3 m dick, andere erheblich dicker. Auf den modernen Vulkankuppeln (Dyngja-Gestalt) beträgt die Dicke der einzelnen Lavalagen bisweilen nur wenige Zentimeter, die Lava scheint fast so dünnflüssig wie Wasser gewesen zu sein. Eine Basaltdecke auf Súgandisey besitzt eine Mächtigkeit von 30 m, eine andere zwischen Lokinhamrar und Stapadalur am Arnarfjördur war ca 4 km lang und 60—80 m dick, und am Hvalfjördur, z. B. in Thyrill, haben etliche Basaltdecken eine Mächtigkeit 40, 50 und 60 m.

Zwischen den Basaltdecken finden sich sehr häufig dünne rote Lagen, die aus alten Schlacken und deren Umbildungsprodukten, Basaltstückchen, Glasstümpfchen, Zeolithen u. a. m. bestehen und meistens nur eine geringe Mächtigkeit (1/2, 1 und $1\frac{1}{2}$ m) besitzen, auch sind dieselben bisweilen in roten Ton verwandelt. Diese Lagen sind wahrscheinlich gleich den Basaltdecken während derselben Ausbrüche von ausgeworfenen Schlacken und Asche gebildet worden und rühren vielleicht zum Teil von den Schlackenkegeln der alten Krater her. An einigen Orten sind auch dickere Lagen von roter Schlackenbreccie vorhanden, wie bei Hólar im Hjaltadal und am Húsafell, wo dieselben eine Mächtigkeit von 10—12 m besitzen; an beiden Orten wird diese rote Schlackenbreccie als Baumaterial verwendet. Auf der nordwestlichen Halbinsel, sowie an anderen Orten, kommen dünne rote Lagen so häufig vor, daß sie geradezu charakteristisch für die Gebirgsabhänge sind; dieselben treten abwechselnd mit den Basaltdecken auf und bieten der Erosion günstige Angriffspunkte. Die vielen fließenden Gewässer, welche in kleinen Kaskaden an den Bergabhängen herabfallen, graben Höhlen zwischen die Basaltdecken, welche infolgedessen allmählich nachgeben.

Untergeordnete Lagen von Palagonittuff und Breccie, vereinzelt auch von Konglomeraten, finden sich zwischen den Basaltdecken über den größten Teil des Landes verbreitet. Diese eingeschichteten Lagen in der Basaltformation sind bisher noch nicht genauer untersucht worden, obwohl es vom größten Interesse sein würde, ihre Beziehungen zu den Basaltdecken und der tertiären Ausbruchstätigkeit kennen zu lernen. Die mächtigsten Tuff- und Breccielagen treten zusammen mit sedimentären Bildungen, Lignit, versteinertem Holze und Blattabdrücken in dem Niveau auf, das der sogenannten Surtarbrandformation angehört, die wir später besprechen werden. Außerhalb derselben kommen auch in verschiedenen Landesteilen erhebliche Zwischenlagen von Palagonitbreccie und Tuff vor, die genauer untersucht werden müßten. Auf Jökuldalur sind in der Nähe von Eiriksstadir und Grund beträchtliche Tufflagen zwischen den Basaltdecken vorhanden, am südlichen Ende von Fljótsdalur finden sich zwischen den höchstgelegenen Basaltlagen Konglomerate, und mitten in den steilen Dyrfjöll kommen ebenfalls Tuffbildungen vor. Zuoberst in Hreggerdismúli in Sudursveit befindet sich unter einer Decke von Basaltsäulen eine Breccielage und durch diese streckt sich ein Gang zum Basalt hinauf. Beträchtliche Massen von Tuff, Breccie und Konglomeraten kommen im oberen Teile der mächtigen Basaltgebirge um Kjós und ebenso am Hvalfjördur, z. B. im Múlafjall und Botnsheidi, wie am Nordurárdalur (im Kattarhryggur, Tröllakirkja u. a. m.) vor. Tuffe und Breccien, teilweise in Verbindung mit Konglomeraten, finden sich in großen Massen auf Snæfellsnes, dessen interessante geologische Verhältnisse eine zukünftige genauere Untersuchung erheischen. Meine eigenen Beobachtungen während eines zweimonatlichen Ausflugs im Jahre 1890 habe ich in einer besonderen Arbeit[1]) geschildert.

Die Inseln im Breidifjördur bestehen aus Basalt, mit Ausnahme einzelner, wie Hvítabjarnarey, welche größtenteils aus Palagonitbreccie aufgebaut ist. Sehr beträchtliche Tuff- und Brecciebildungen sind in den obersten Teilen der Täler des Nordlandes vorhanden, namentlich in Vatnsdalur, Blöndudalur und Skagafjördur. Bei Kirkjuhvammur auf Vatnsnes treten mächtige Tufflagen und vielleicht auch Tonlagen zuoberst in der Basaltformation zutage, auch kommen Zwischenlagen von Breccie bei Tindastóll vor. Im obersten Ende von Skorradalur finden sich bedeutende Lagen von Breccie und Konglomeraten zwischen mächtigen Schichtfolgen von Basalt. Auf der nordwestlichen Halbinsel sind mitten in der Basaltformation Tuffe und Breccien, Tonlagen und Konglomerate ganz allgemein, jedoch scheint die Mehrzahl dieser Zwischenlagen in naher Beziehung zur Surtarbrandformation zu stehen, weshalb dieselben später erwähnt werden sollen. Sicherlich wird es eine lohnende, wenngleich schwierige Aufgabe sein, die Basaltformationen in den Einzelheiten zu untersuchen, aber solange Island noch nicht mit Genauigkeit kartographisch aufgenommen ist und daher keine Spezialkarten vorhanden sind, ist es beinahe unmöglich, derartige Arbeiten zufriedenstellend auszuführen.

2. Gänge in der Basaltformation.

Einstweilen entbehren wir eine genauere Kenntnis der Tausende von Gängen auf Island, denn eine Untersuchung derselben kann nicht von einem einzelnen Manne ausgeführt werden, sondern muß einer systematischen, geologischen Aufnahme vorbehalten bleiben. Hier kann ich nur einige allgemeine Aufklärungen geben, die auf Beobachtungen, hier und da in allen Teilen des Landes angestellt, basiert sind. Das Alter der Gänge ist sehr verschieden, dieselben scheinen aus allen Zeiträumen der geologischen Geschichte von Island herzurühren, obwohl gewisse Zeitabschnitte sehr viel reicher an Gangbildungen waren, als

[1]) Geologiske Jagttagelser paa Snæfellsnes, Stockholm 1891, 96 S.

andere. Man muß die Gänge, welche der Basaltformation angehören, von denen in der Palagonitformation unterscheiden, ebenso zwischen den Gängen der verschiedenen Altersstufen innerhalb jeder einzelnen Formation einen Unterschied machen. In der Basaltformation kommen einige wenige Gänge vor, die älter als der Surtarbrand sind, andere sind am Schlusse der Surtarbrandperiode gebildet, und noch andere, bei weitem die größere Menge, ziehen sich durch alle Basaltdecken bis in die höchsten Gipfel der Gebirge hinauf und sind älter als die Palagonitformation und die gescheuerten Dolerite, und größtenteils auch älter als die spätmiocänen Dislokationen. In der Palagonitformation finden sich unzählige intrusive Lagen und verzweigte Basaltgänge, obwohl die letzteren besonders zahlreich in den älteren Abteilungen dieser Formation angetroffen werden, während dieselben in den jüngsten Tuffen seltener vorhanden sind. Die gescheuerten Dolerite sind nur von Gängen durchbrochen, welche der modernen, postglazialen Vulkantätigkeit angehören. Die Gangbildung wird jedoch sicherlich in der Gegenwart nicht allein durch vulkanische Ausfüllung der auf der Oberfläche eruptiven Spalten, sondern auch durch intrusive Gänge, welche nicht an die Oberfläche gelangen, fortgesetzt. Im Verhältnis zum Basalt und zur Breccie ist die Menge der Liparite nur unbedeutend, obwohl dieselben über das ganze Land verbreitet sind. Der Liparit tritt sehr häufig in intrusiven Massen oder in Gängen von sehr ungleichem Alter auf. Ebenso wie in postglazialer Zeit unter unzähligen basaltischen Ausbrüchen einzelne liparitische vorkommen, muß ein Gleiches in der Vorzeit stattgefunden haben; der Liparit gehört nicht einem einzelnen Zeitabschnitt an, alle Perioden weisen denselben auf. So findet man intrusive Liparitmassen und Gänge, sowohl in den älteren und jüngeren Abteilungen der Basaltformation, als auch in der Palagonitformation. In den Basaltgebirgen erstrecken sich einzelne Liparitgänge aufwärts durch alle Decken, andere verschwinden in den unteren Abhängen der Gebirge, viele sind von Basaltgängen durchsetzt, was ebenfalls umgekehrt stattfindet. Intrusive Gabbromassen finden sich im Basalt im Ostlande, wo der Gabbro von Basalt-, Liparit- und Granophyrgängen durchschnitten ist, welche ebenfalls die Basaltdecken durchsetzen.

Hierauf gehen wir zur näheren Schilderung der in der Basaltformation befindlichen Basaltgänge über, während die anderen später besprochen werden sollen. Diese Basaltgänge besitzen häufig eine bedeutende Mächtigkeit und heben sich vom Terrain mannigfach und recht in die Augen fallend ab, so daß die Bevölkerung schon frühzeitig dieselben bemerkte und ihnen verschiedene Namen (brikur, berghleinar, fjalir, tröllahlöd, strengberg u. a.) beilegte, auch sind dieselben an verschiedenen Orten mit Kobolden und Riesen in Verbindung gebracht; so heißt ein mächtiger Gang bei Skriduklaustur im Ostlande »Tröllkonustigur« (Giants-Causeway) und ein anderer Gang im Látrabjarg trägt den Namen »Tröllkonuvadur« (Seil der Riesin). An vielen Orten, namentlich auf der nordwestlichen Halbinsel, ziehen sich die Gänge wie Reihen von gewaltigen Mauern an den Gebirgsabhängen über das schmale Küstenland hinab und erstrecken sich als Schiffsbrücken in das Meer hinaus; mehrere Riffe und Felsen außerhalb der Küste rühren von zertrümmerten Gängen her, an einigen Orten, wie in Breiddalsvík und in den Fjorden bei Bardaströnd sind Gänge vorhanden, welche sich als Reihen von Scheren quer über die Fjorde erstrecken, und an einigen Stellen dieselben unfahrbar machen, während sie anderwärts Häfen bilden. Häufig sind Gänge, welche sich in das Meer hinaus erstrecken, beliebte Zufluchtsorte für Seevögel, denen sie Schutz und Schirm bei Unwetter gewähren. Auf einigen draußen im Meere emporragenden Gangstücken, wie auf dem früher erwähnten Hvítserkur bei Vatnsnes und anderen, bauen Seevögel ihre Nester. Zuweilen ist die Seite eines Ganges durch Erosion derartig bloßgelegt, daß sich dieselbe wie eine gewaltige Platte senkrecht erhebt. In der Bergspitze zwischen Bildudalur und Otrardalur findet sich unter anderen ein Gang, der

sich auf der anderen Seite des Arnarfjördur in Langanes fortsetzt und demnach wenigstens eine Länge von 15 km besitzt; ein Stück dieses Ganges, das durch Erosion auf beiden Seiten bloßgelegt ist, erhebt sich vom Gebirgsabhang und deckt als eine gewaltige Panzerplatte einen großen Teil desselben. Ein ähnlicher Gang ist am Thorskafjördur (Reykjanesfjall) vorhanden. Auf Bardaströnd befindet sich bei Raudsdalsskörd eine lange Gangmauer, welche sich weit in das Meer hinaus bis zu dem sogenannten Stórfiskasker erstreckt; früher befand sich in einer Scharte dieser Steinmauer ein Galgen, an welchem Verbrecher gehängt wurden; an einigen Orten dienen dergleichen Gangmauern als Grenzen zwischen Ländereien. Eine erhebliche Rolle spielen die Gänge bei der Ausmeißelung der Gebirgsabhänge durch die Erosion, indem die Basaltgänge häufig eine große Widerstandskraft besitzen. Liparitgänge sind dahingegen nicht selten weniger widerstandsfähig als der dieselben umgebende Felsen, so daß an ihrer Stelle Klüfte entstehen.

Sehr häufig sind die Basaltgänge in regelmäßig liegende Säulen abgeteilt, die senkrecht auf der Abkühlungsfläche stehen, weshalb ihre Stellung den Krümmungen und Buchten des Ganges folgt. Aus der Entfernung gesehen, gleichen viele Gänge vollständig großen Holzstapeln mit regelrecht gepackten Holzstücken. Bei Hafranes, auf der Südseite des Reydarfjördur erstrecken sich mehrere Gänge wie Brücken in das Meer hinaus und setzen sich quer durch die Gebirge bis zum Fáskrudsfjördur fort, wo dieselben, mit der Richtung N 20° O, gleichfalls wie Brücken in den Fjord hinausgehen. Die Gänge bei Hafranes sind aus regelmäßigen, liegenden Säulen zusammengesetzt, mit einer Länge von 8—9 m und von 1/2—1 m Durchmesser; zwischen den Gängen ist der Basalt schlackig, im übrigen waren keinerlei Kontakterscheinungen zu bemerken. Ähnliche Gänge mit einer einzelnen Reihe ebenso großer Säulen kommen an vielen anderen Orten im östlichen Island, sowie auf der nordwestlichen Halbinsel vor, z. B. am Berufjördur, Hamarsfjördur, bei Hofsdalur, Gerdhamrar im Dyrafjördur, Klofar, Drangavík, am Trostansfjördur und mehreren anderen Orten.

Aus mehreren Säulenreihen zusammengesetzte Gänge sind ebenfalls allgemein. Bei Brúarfossar auf Mýrar wurde ein 10 m starker Gang mit der Richtung N 10° W beobachtet, dessen Gangmasse aus 7—8 Säulenreihen bestand; die größten Säulen befanden sich in der Mitte und besaßen eine Länge von 2 m; nach außen, den Kontaktflächen zu, nimmt die Größe derselben ab. Bei Glerá in der Nähe von Akureyri sind mehrere derartige Gänge vorhanden, von denen der eine 9 m dick und aus acht Säulenreihen zusammengesetzt ist, nach deren Entstehung ein Basaltstrom ohne Säulenabsonderung in die Spalte heraufgequollen und in die Seitenwand hineingebrochen ist; ein anderer 12 m breiter Gang besteht aus vier Lagen mit unregelmäßiger Säulenstruktur und einer ziemlich dicken Lage mit etwas fächerförmiger Plattenabsonderung an der einen Seitenwand. Ein Gang auf der nördlichen Seite des Steingrimsfjördur enthält Reihen wellenförmig gebogener Lagen von kleinen Basaltsäulen. Häufig sind die Gänge dicht, bisweilen unregelmäßig zerklüftet. An einzelnen Orten besteht der Gangstein aus senkrechten Platten (Videy, Thorvaldsstadir im Nordurárdalur), ab und zu tritt derselbe auch in Kugelabsonderung auf, so bestehen mehrere Gänge in der Nähe von Djúpivogur aus Basaltkugeln mit zwiebelartiger Abschälung, und ähnliche finden sich ebenfalls auf Sprengisandur bei Thjórsá. Es kommt vor, daß Basalt- oder Doleritlagen mit Säulenstruktur von Basaltgängen durchsetzt sind, ohne daß deshalb die Säulen sich im geringsten verschoben haben (Videy, Stapi). Wo in den Gängen mehrere Reihen von Säulen oder Platten vorhanden sind, finden sich zuweilen leere Zwischenräume, meistens sind aber dieselben von Zeolithen ausgefüllt. Viele der größten Gänge scheinen keinen Einfluß auf das Seitengestein ausgeübt zu haben, auch entbehren dieselben einer Glaskruste, welche dahingegen bei den schmaleren Gängen ziemlich allgemein ist. Die

schwarze, glänzende Tachylytkruste ist meistens sehr dünn, und nicht selten nimmt das Korn, je näher der Mitte des Ganges, an Größe zu. An einigen Orten kommen im Seitengestein, mit den Gängen parallel laufend, Sprünge vor, die mit Zeolithen angefüllt sind (bei Djúpifjördur Laumontit, Desmin, bei Gjögur Scolecit). In Álptavík auf dem Ostlande erstreckt sich ein großer Basaltgang mit verschiedenartig gestellten Säulen durch Liparitbildungen vom Meere aufwärts bis zum Gipfel des Gebirges (ca 400 m) mit der Richtung N 28° O; zunächst demselben sind im Liparit sehr große und schöne Sphärolithen vorhanden. Wo Tonbildungen in der Surtarbrandformation von Gängen durchbrochen werden, ist der Ton zuweilen erhärtet und dem Gange zunächst rot gefärbt, bisweilen ist derselbe in sehr kleine Säulen abgesondert; häufig haben die Gänge einen umbildenden Einfluß auf Surtarbrand und Braunkohle ausgeübt, und nicht selten senden dieselben Apophysen zwischen die Ton- und Tufflagen. Im allgemeinen sind keine Verwerfungen in den Basaltdecken bei den Gängen zu bemerken, wenngleich sich vereinzelt einige Störungen zeigen, wo die Basaltgänge zahlreich, groß und dicht gedrängt angetroffen werden. In der Nähe von Sjöundá bei Raudisandur, wo die Basaltdecken eine regelmäßige Neigung von 4—5° haben, ist im Felsen zwischen zwei Gängen die Stellung der Lagen sichtlich sehr gestört. Eine ähnliche Erscheinung tritt am Djúpifjördur zutage, wo mehrere Senkungen parallel mit den Gängen stattgefunden haben; ein gleiches wurde ebenfalls auf Gálmaströnd und bei Gunnarsstadir am Steingrimsfjördur bemerkt. An mehreren Orten finden sich warme und siedende Quellen längs der Gänge; besonders zahlreich sind dieselben auf Reykjanes bei Isafjardardiúp und in Laugavík bei Gjögur vorhanden. Auf der erwähnten Halbinsel Reykjanes werden viele Gänge von dichtem Basalt und eine große Anzahl warmer Quellen, deren größte (86½° C) sich dicht am Schneidepunkt zweier Gänge befindet, angetroffen; bei Laugavík quillt das warme Wasser (73° C) unmittelbar an der Küste, längs einem 5 m breiten Basaltgang mit mehreren Säulenreihen und der Richtung N 14° W hervor. Andere warme Quellen in der Nähe von Akravík sprudeln aus Spalten mit ähnlicher Richtung, und in dem von Gängen durchbrochenen Basalt sind viele parallele Risse, von Zeolithen, Kalkspat und Doppelspat ausgefüllt, vorhanden.

Viel seltener als Basaltgänge werden Liparitgänge angetroffen und zwar am häufigsten im Ostlande; dieselbe sind einer späteren eingehenden Besprechung vorbehalten. Ein besonders schön zusammengesetzter Gang aus Lipiarit mit Basaltgängen zu beiden Seiten findet sich bei Breiddalsvik auf dem Ostlande; der Liparit ist hier mit Bruchstücken von Basalt angefüllt, die ebenfalls ab und zu in intrusiven Liparitlagen gefunden werden. R. W. Bunsen schildert einen Liparitgang der Esja, welcher in der Mitte ganz weiß ist, aber nach den Seiten zu dunkler und eisenhaltiger wird. Der Gang enthielt im Innern 78,95 Proz. Kieselerde und 4,32 Proz. Eisenoxydul, nach außen zu 66,18 Proz. und 12,05 Proz., das Seitengestein 50,25 Proz. Kieselerde und 16,13 Proz. Eisenoxydul[1]). Zuweilen findet sich Liparit in der Mitte, und an den Seiten sind Pechsteingänge vorhanden. Wo Basaltgänge Liparit oder Liparittuff, Palagonitbreccie oder Palagonittuff durchbrechen, verzweigen sich dieselben meistens dergestalt, daß sie in den Gebirgsabhängen ganze Netze von Adern und allerhand wunderliche Figuren bilden (Fossárdalur, Kollumúli, Bardsnes u. a. m.).

In loseren Gesteinen ist die Mächtigkeit der dieselben durchbrechenden Basaltgänge sehr veränderlich, dahingegen ist die Stärke der Gänge in den eigentlichen Basaltgebirgen sehr regelmäßig, so daß in 1000 m hohen Gebirgsabhängen ihrer ganzen Ausdehnung nach nicht die geringste Veränderung in betreff der Dicke wahrzunehmen ist. Im allgemeinen sind die Basaltgänge 5—10 m dick, viele auch dünner (1—2 m), einzelne bestehen aus Adern, deren

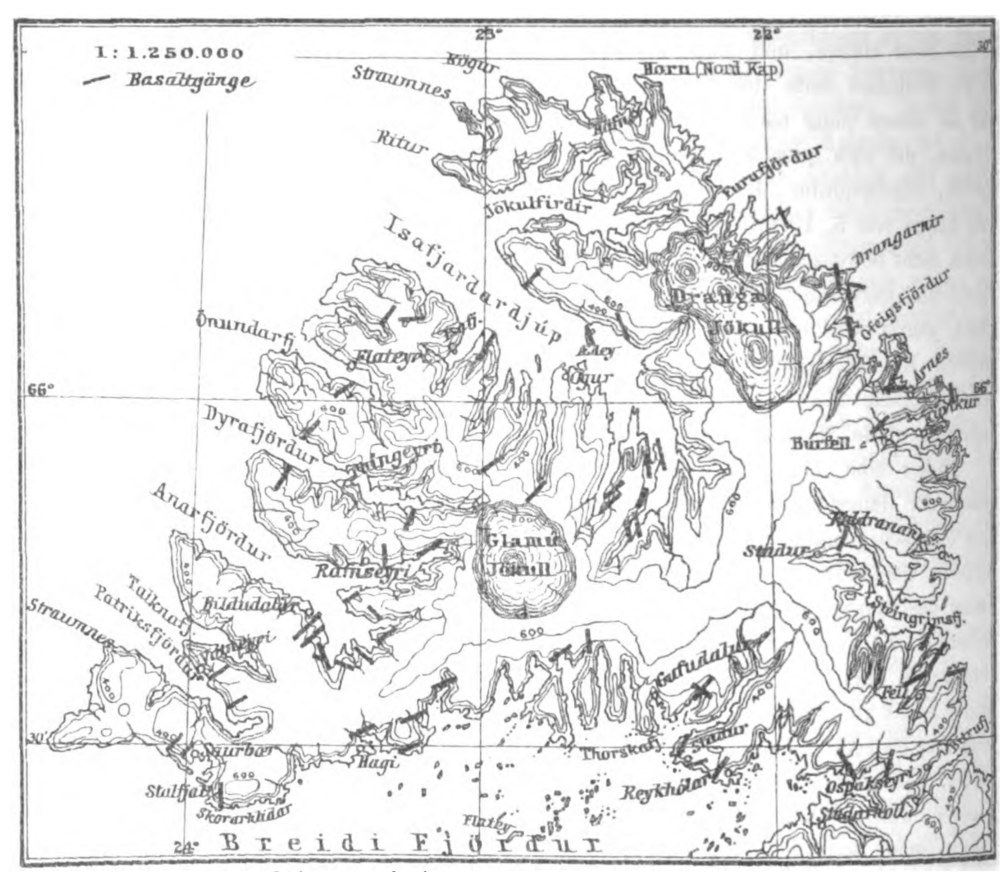
[1]) Poggendfors Annalen, Bd. LXXXIII, 1851, S. 210f.

Durchmesser nur wenige Zoll beträgt und in den seltensten Fällen übersteigt die Dicke 10—12 m; die dicksten von mir beobachteten Gänge hatten eine Mächtigkeit von 30—40 m und waren sämtlich aus mehreren Lagen von Basaltsäulen zusammengesetzt. Die Länge der einzelnen Gänge läßt sich unmöglich mit Sicherheit bestimmen, solange nicht detaillierte Untersuchungen ausgeführt werden. Große und charakteristische Gänge lassen sich häufig quer über breite Fjorde verfolgen, indem erstere sich von beiden Seiten wie Brücken in das Meer hinaus erstrecken, während es einem gewöhnlichen geologischen Reisenden fast unmöglich ist, Gängen durch dazwischen liegende, steile Gebirge nachzuforschen, da das Land schwer zugänglich und die Witterung unberechenbar ist, so daß jede Stunde guten Wetters zu den notwendigsten Untersuchungen benutzt werden muß. Auf der nördlichen Seite des Isafjardardjúp läuft ein großer Gang, Snæfjallabryggja genannt, wie eine Brücke in das Meer hinaus, und dessen Fortsetzung zeigt sich auf der Küste, 12 km südlicher, an der südlichen Seite des Fjords und trägt hier den Namen Arnardalsklettur; unzweifelhaft ist dieser Gang nach beiden Seiten hin bedeutend länger. Ebenso sind viele Gänge bekannt, die sich quer über die Fjorde Arnarfjördur, Dyrafjördur, Trostansfjördur, Breiddalsvík, Reydarfjördur, Berufjördur und andere erstrecken; diese Gänge haben eine sichtbare Länge von 5, 10 und 15 km, sind aber sicherlich viel länger. Obwohl es sich einstweilen nicht beweisen läßt, vermute ich, daß etliche der größeren Gänge sich durch mehrere Fjorde und dazwischen liegende Gebirge erstrecken und eine Länge von 50—100 km besitzen, jedoch wird die Zukunft uns erst Aufklärung darüber verschaffen. Was die Ausbreitung der Basaltgänge anbetrifft, so treten dieselben an manchen Orten auf einem verhältnismäßig kleinen Gebiet in großer Anzahl, vieleicht zu Hunderten auf, während anderseits große Strecken nur wenige oder gar keine Gänge aufzuweisen haben.

Bisher sind bei weitem nicht genügende Beobachtungen und Untersuchungen in betreff der Gangrichtungen und der übrigen, hierauf bezüglichen Verhältnisse angestellt. Erst eine sehr eingehende Untersuchung kann vollständige Aufklärung über die älteren und jüngeren Gangsysteme verschaffen. Ich habe die Richtung von ca 300 Gängen in allen Teilen des Landes gemessen, aber die Anzahl der Gänge ist zu groß, als daß man mit Sicherheit die Gesetzmäßigkeit ergründen könnte, welcher diese Spalten wahrscheinlich unterworfen sind. Die Richtung der in den niedrigeren Niveaus endenden Gänge ist nicht immer leicht zu messen, die jüngeren Gänge, welche sich aufwärts durch die ganze Basaltformation erstrecken, sind sehr viel zahlreicher und größer, auch treten dieselben mehr hervor. Auf der umstehenden Kartenskizze sind die hauptsächlichsten Gangrichtungen angegeben, welche ich auf der nordwestlichen Halbinsel gemessen habe. Die Hauptrichtung scheint eine nordöstliche zu sein. Bei Djúpivogur auf dem Ostlande maß Sartorius v. Waltershausen 34 Gänge mit der Richtung N 33° O ± 10°; auf dem Wege zwischen Eskifjördur und Berufjördur wiesen die Gänge durchschnittlich die Richtung N 30° O auf. Meine Messungen in dem Fjordgebiet des Ostlandes stimmen ebenfalls einigermaßen mit diesen Beobachtungen überein. Die nordöstliche Richtung scheint vorherrschend zu sein, obwohl auch hier wie in anderen Teilen des Landes Gänge mit nordwestlicher Richtung nicht selten sind. Südöstlich vom Breidifjördur wiesen 10 Gänge die durchschnittliche Richtung N 30° O ± 15° auf, 6 andere verfolgten durchschnittlich die Richtung N 40° W ± 20°. Am Eyjafjördur zeigten verschiedene Gänge die Richtung von O nach W, bei Nordurárdalur war die Richtung nach NO vorherrschend, obwohl mehrere Gänge die nordwestliche Richtung, andere die nördliche Richtung verfolgten. Wie schon früher bemerkt, sind die angestellten Beobachtungen nicht umfassend und systematisch genug, um eine sichere Grundlage zu gewähren. Gangrichtungen von SW nach NO scheinen doch im allgemeinen vorzuherrschen, dieselben sind auch maßgebend für die Gänge, welche die ganze Basalt-

formation durchdringen und deren Durchbruch in demselben Zeitabschnitt vor sich gegangen sein muß, als die Senkungen stattfanden, welchen Island seine jetzige Gestalt verdankt, und bevor die heutigen Fjorde und Täler entstanden, die quer über zahlreiche Gänge erodiert sind, welche letztere sich über 1000 m aufwärts bis zu den Rändern der Gebirge auf beiden Seiten der Fjorde erstrecken.

Die Geologen, welche Island besucht haben, sind sehr verschiedener Ansicht in betreff der Gänge. F. Zirkel sagt: »Es ist eine sehr gewöhnliche Erscheinung, daß die horizontalen Basaltschichten nach unten zu mit vertikalen Gängen in Verbindung stehen, welche die darunter liegenden Gebirgsglieder durchsetzen.« K. Keilhack sagt dahingegen: »Ich möchte die Behauptung aussprechen, daß die sämtlichen, das isländische Basaltgebirge



Richtung der Basaltgänge auf der nordwestlichen Halbinsel.

durchsetzenden Gänge mit basaltischer oder liparitischer Ausfüllungsmasse erst entstanden, als das Miocängebirge bereits völlig fertig gebildet war.« Beide Anschauungen sind in ihrer Allgemeinheit gleich unrichtig, die Wahrheit liegt hier, wie so oft, in der Mitte. Wohl kann man tagelang längs der Basaltgebirge der Küste segeln und ausschließlich Gänge beobachten, welche sich quer aufwärts durch die Gebirgsabhänge erstrecken, jedoch wird man bei näherer Untersuchung verschiedene entdecken, welche früher ein Ende nehmen. Die jüngsten Gänge in der Basaltformation sind viel zahlreicher und mächtiger als die älteren und machen sich daher leichter bemerkbar. Auf der nordwestlichen Halbinsel, am Steingrimsfjördur, bei Skorarhlídar und in der Nähe von Hredavatn sind Gänge vorhanden, welche beim Surtarbrandniveau endigen, obwohl alle, welche ich hier gesehen habe, jünger als der Surtarbrand sind, denn sie durchsetzen denselben mit den dazugehörigen Tuff- und Tonschichten, und werden von den zunächst oberhalb liegenden Basalt-

schichten abgeschnitten. Im Leirufjördur sind viele Gänge sichtbar, welche Tuffe und Konglomerate durchsetzen und mitten im Gebirgsabhang unter mäch[illegible] Basaltdecken endigen. Ebenso sind in Adalvík, Sudursveit und an anderen Orten G[illegible]chtbar, die unterhalb der Basaltdecken endigen. Jedoch ist es durchaus nicht ausge[illegible]acht, daß die, oberhalb eines Gangendes zunächst befindliche Basaltdecke von jenem herrührt. Diese Frage ist nicht leicht zu entscheiden und die Orte, wo ich geradezu den Kontakt zwischen dem Gangende und der Basaltdecke untersuchen konnte, wie in Thrimilsdalur, Leirufjördur und Stálfjall, haben zunächst ein negatives Resultat ergeben. Nördlich von Adalvík, in der Felsspitze Kögur, welche ich während einer gefährlichen Reise im offenen Boote untersuchte, befand sich inmitten der steilen Basaltwand eine mächtige Basaltdecke mit Säulenstruktur, zu welcher ein Gang hinaufführte; von dem die Schicht augenscheinlich stammt; ich glaube doch, daß diese Schicht eine intrusive Lage (sill) ist. Innerhalb der Basaltformation habe ich nirgendwo mit voller Sicherheit nachweisen können, daß sich ein Gang zu einer Decke, einem wirklichen Lavastrom ausbreitete, welcher die Landoberfläche der Vorzeit überschwemmt hatte. Innerhalb der Palagonitformation trifft man recht allgemein auf Gänge, die sich zu Basaltdecken ausbreiten, der Basalt an den meisten dergleichen mir bekannten Örtlichkeiten scheint aber intrusiv zu sein.

Obwohl es nicht leicht ist, eine zweifellose Verbindung zwischen einem Basaltgang und einem Basaltstrom festzustellen, so ist es doch anzunehmen, daß die Basaltdecken hauptsächlich von ähnlichen Spalteneruptionen mit Gangbildungen herrühren, wie sie noch heutzutage auf Island so allgemein vorkommen, gleichzeitig sind sicherlich auch einzelne flache Lavakuppeln (Dyngja-Typus), sowie Gruppen von kleineren Kratern (Puy-Typus) und Explosionskrater vorhanden gewesen. Bedenkt man die gegenwärtige Ausbruchstätigkeit der Spalten, so wird es nicht wundernehmen, daß es so schwierig ist, eine Verbindung zwischen Gängen und Basaltdecken zu finden, im Gegenteil würde es auffallend sein, wenn eine derartige Verbindung angetroffen würde. Eine moderne Ausbruchsspalte, wie z. B. Eldgjá oder Laki wirft dort, wo das Magma zu jeder Zeit am leichtesten hervorbrechen kann, zahlreiche Lavaströme von einzelnen Punkten längs der ganzen Strecke aus. Im Verhältnis zur Länge der ganzen Spalte ist ein jeder dieser Punkte verschwindend klein, und es wäre ein reiner Zufall, in einem etwaigen Profil durch den Gang eine Durchschneidung dieser Punkte zu finden. Nur bei ganz kleinen und kurzen Spalten habe ich beobachtet, daß die Lava gleichmäßig aus der ganzen Länge der Spalte geflossen ist. Selbst wenn man auf einen derartigen Ausgangspunkt für den Lavastrom stieße, wäre es dennoch sehr zweifelhaft, ob hier gleichwohl eine Verbindung zwischen dem Gang und dem Lavastrom gefunden würde. Bei der Untersuchung der einzelnen Schlackenkrater auf einer Spalte zeigt es sich, daß aus jedem Krater eine Art Hohlweg oder Kanal mit geschlackten Lavawänden zu beiden Seiten zum Lavastrom hinabführt. Es sind die Überreste der Schlackenhülle, welche den Lavastrom beim Herausfließen umgab, der eigentliche Lavastrom ist nicht vorhanden. Als die Bewegung der Lava im Gange anhielt und sich das flüssige Gangmagma zurückzog und erstarrte, setzte der zuletzt ausgesandte Lavastrom seinen Weg noch eine kurze Weile fort und die Verbindung mit dem Gange wurde abgebrochen, die Schlackenhülle zunächst dem Gange blieb leer und bildet seitdem entweder eine leere Röhre oder Höhle, im Falle die oberste Kruste das Dach bildet, dahingegen einen Hohlweg, ist erstere hinabgefallen, was öfters geschieht. Der eigentliche dichte Basalt wird erst eine kürzere oder längere Strecke vom Krater entfernt angetroffen, wodurch die Verbindung zwischen Lavastrom und Gang abgebrochen ist, und an ihrer Stelle sich nur Schlacken und Lavabreccie finden, welche bei erneuerten Ausflüssen der Lava der naheliegenden Spalten oder durch Erosion mit Leichtigkeit fortgefegt werden. Auf schwach

gewölbten Lavakuppeln, wo die Lava sehr dünnflüssig ist, bleibt dieselbe bei der eintretenden E[illegible]ng ebensowenig in Verbindung mit dem Lavagang; auf dergleichen Vulkanen befi[illegible]h gewöhnlich ein großer Kraterschlund, zu welchem sich die Lava beim Einhalten des [illegible]usbruchs zurückzieht, und es zeigen sich in den Seiten des Kraters, in derselben Weise wie in den Basaltgebirgen, eine Menge ältere Lavaströme im Querschnitt. Viele von den Basaltdecken sind höchstwahrscheinlich Öffnungen entströmt, welche den sogenannten »necks« entsprechen, die Sir Archibald Geikie so schön von Schottland beschrieben hat. Überreste von dergleichen Ausbruchsöffnungen sind unzweifelhaft bei eingehenderer Untersuchung an verschiedenen Stellen zu finden. An mehreren Orten habe ich Verhältnisse angetroffen, welche darauf hinzudeuten schienen, daß in der Basaltformation mit Tuff und Breccie angefüllte Ausbruchsöffnungen vorhanden waren, aber leider hatte ich mich auf meinen Reisen nicht genügend mit dieser Frage beschäftigt. Es dürfte künftigen Forschern zu empfehlen sein, dem Vorhandensein solcher »necks« ihre Aufmerksamkeit zuzuwenden.

3. Surtarbrandur.

Die schwarzen, flachgedrückten Baumstämme, welche sich in Island zwischen den Basaltdecken finden, werden von den Einwohnern »surtarbrandur« genannt, höchstwahrlich, weil diese glaubten, daß die Baumstämme in der Vorzeit bei einem allgemeinen Erdbrand verkohlten. Das fossile Holz scheint seinen Namen dem Riesen Surtur zu verdanken, welcher der alten nordischen Mythologie zufolge über Múspellsheimur herrscht und zuletzt erscheinen wird, um mit den Göttern zu kämpfen und die Welt mit Hilfe von Feuer zu zerstören, weshalb der Untergang der Welt »surtarlogi« genannt wird. Wahrscheinlich hat man angenommen, daß dem Riesen Surtur Vulkane und Lavaströme untertänig wären, was der Name der bedeutendsten Lavahöhle Islands Surtshellir andeutet.

Der Surtarbrand tritt über ganz Island hier und da in der Basaltformation auf, aber nirgends so häufig wie auf der nordwestlichen Halbinsel, wo derselbe an mehreren Orten in recht erheblichen Schichten von verschiedenartig gefärbtem Tone eingelagert ist, der stellenweise Abdrücke von Pflanzen aus der tertiären Periode aufweist. An den meisten übrigen Orten in Island ist die Surtarbrandformation von äußerst geringer Mächtigkeit und häufig sieht man die zusammengedrückten, schwarzen, knorrigen Surtarbrandplatten zwischen den Basaltdecken hervorragen, ohne daß Tuff- oder Tonbildungen von Bedeutung vorhanden sind, manchmal fehlen dieselben gänzlich.

Soweit mir bekannt ist, ist Ole Worm der erste, welcher eine genauere Beschreibung des Surtarbrand veröffentlicht, indem er denselben in seinem Museumsbericht, 1655 in Leyden erschienen, bespricht. Er beschreibt die fossilen, flachgedrückten Baumstämme, welche sich in unzugänglichen Felsen finden, und erzählt, daß es mit Gefahr verbunden sei, dieselben zu holen. Ferner berichtet er, daß die Isländer den pulverisierten Surtarbrand gegen Kolik gebrauchen und ihn ebenfalls anwenden, um Motten und Insekten zu vertreiben. Dahingegen glaubt Worm sich nicht der Meinung anschließen zu können, daß der Surtarbrand von alten Wäldern herrühre, die bis auf die Wurzeln[1]) niedergebrannt seien. Ungefähr acht Jahre später (1663) wird ein gewisser Niels Jörgensen von der dänischen Regierung nach Island gesandt, um Surtarbrand zu holen[2]).

Eggert Olafsson[3]), mit welchem die wissenschaftliche Untersuchung von Island beginnt, ist ebenfalls der erste, welcher die verschiedenen Fundorte des Surtarbrand aufzählt

[1]) O. Worm: Museum Wormianum. Lugd. Batav. 1655, fol. lib. II, c. 16, S. 169.
[2]) M. Ketilsson: Forordninger og aabne Breve III, S. 109f.
[3]) E. Olafsson; Rejse gennem Island. Soröe I, 1772, S. 416.

und beschreibt und die Enstehung desselben zu erklären versucht. Bei Brjámslækur entdeckt er im Jahre 1753 die Blattabdrücke, welche an dieser Stelle so häufig vorkommen, und erhält damit einen sicheren Beweis, daß der Surtarbrand von Bäumen herrühre, die an Ort und Stelle wirklich gewachsen seien. E. Olafsson ist zu dem Resultat gekommen, daß der Surtarbrand drei verschiedenen Niveaus angehören müsse, von denen das oberste 100 Faden (188 m) über dem Meere liege, das mittelste 25 Faden (47 m) und das unterste sich in der Regel nur wenige Faden über der Meeresfläche befinde. Zwischen diesen Surtarbrandlagen fänden sich nach seiner Meinung »aufgestapelte Lagen von allerhand Felsen«. Uno v. Troil, welcher Island im Jahre 1772 bereiste, erwähnt den Surtarbrand im allgemeinen und erblickt in demselben einen Beweis, daß früher große Wälder in Island existiert hätten, diese seien, erzählt er, von Lavaströmen zerstört worden, und die Bäume, welche ihre Rinde und Jahrringe bewahrt und Blattabdrücke im Tone hinterlassen haben, wären unter Erdbeben umgestürzt. Unter anderen berichtet Uno v. Troil von Teetassen und Tellern aus Surtarbrand mit guter Politur, die er in Kopenhagen gesehen habe. Er selbst hatte zwei große Stücke Surtarbrand dem Professor Bergmann zugesandt, welcher in seiner Reisebeschreibung darüber berichtet, daß er das eine Stück als von einem Tannenbaum herrühend ansehe und übrigens den Anschauungen von U. v. Troil über die Entstehung [1]) des Surtarbrand beipflichte.

E. Henderson, welcher Island 1814 und 1815 bereiste, macht in seiner Reisebeschreibung [2]) viele treffende Bemerkungen über den Surtarbrand und diskutiert die verschiedenen Theorien über dessen Entstehung, er weist die Annahme, welche schon damals vertreten wurde, zurück, daß der Surtarbrand von Treibholz herrühre, wohingegen er die Meinung hegt, daß der Surtarbrand »may have grown in a former world, and been reduced to its present state in one of the great catastrophes, which have so materially changed the surface of the earth.« Später sagt er über den Surtarbrand: »It formed perhaps part of the forests that grew on the sunk continent, that now supports the Atlantic, and which on the submersion of that continent, must have been completely overturned, and carried in varions directions, according to the motion of the currents.«

Die beträchtlichen Sammlungen von Pflanzenversteinerungen, welche J. Steenstrup und J. Hallgrimsson auf ihren Reisen 1839 und 1840 in verschiedenen Orten von Island zusammenbrachten, erhielten eine große Bedeutung, indem Oswald Heer dieselben in seinem berühmten Werke »Flora fossilis arctica« beschrieb. In demselben Werke wurden ebenfalls die Sammlungen von G. G. Winkler beschrieben. O. Heer hält selbstverständlich die Surtarbrandformation für supramarin, und sein Werk ist mit Rücksicht auf die Kenntnis des isländischen Surtarbrand epochemachend. W. Sartorius v. Waltershausen, welcher Island im Sommer des Jahres 1846 bereiste, besuchte einige Surtarbrandfundorte im Ostlande [3]) und erwähnt den Surtarbrand an verschiedenen Stellen in seinen Schriften. Unter anderen sagt er: »Die Braunkohle, welche in Island nur ziemlich beschränkt vorkommt, gehört aber ohne Zweifel auch sehr verschiedenen Zeiten der tertiären Periode an und gibt uns allein ohne die Verbindung mit den ihr verwandten neptunischen Ablagerungen keine deutliche Vorstellung über die Altersverhältnisse des isländischen Traps.« S. v. Waltershausens Anschauungen scheinen etwas schwankend zu sein, an einer Stelle sagt er, daß der Surtarbrand sicherlich submarin sein müsse, und an einer anderen Stelle:

---

[1]) Uno v. Troil: Bref rörande en resa till Island 1772. Upsala 1777, S. 32—34, 341—43.

[2]) E. Henderson: Iceland or the journal of a residence in that island during the years 1814 and 1815. Edinburgh 1818, Bd. II, S. 114—21, 125 f.

[3]) W. Sartorius v. Waltershausen: Physisch-geographische Skizze von Island. Göttingen 1847, S. 11 f., 66, 73—76.

»Ohne Zweifel waren mehrere jener Gegenden, in denen sich die Vegetation des Surtarbrands zu entwickeln anfing, zuerst über dem Meere gebildet und sind nachher von Tuffen, welche einen submarinen Charakter angenommen haben, bedeckt worden; da sie heutzutage wieder über dem Meere liegen, so geht daraus genugsam hervor, daß der Boden an solchen Teilen Islands sehr erheblichen, säkularen Schwankungen, Senkungen und Erhebungen unterworfen gewesen sei.« Theodor Kjerulf, welcher Island im Sommer 1850 bereiste, untersuchte den Surtarbrand an einigen Orten im südwestlichen Island und vertritt ähnliche Anschauungen wie Waltershausen; von einem Fundorte sagt er, daß der Surtarbrand submarin sei, von einem anderen, daß die Pflanzenüberreste »vidne om et in situ af vulkansk Udbrud begravet Krat«[1]. F. Zirkel, der Island 1860 bereiste, hat nicht persönlich die Surtarbrandschichten untersucht, sondern gibt nur einige Fundorte nach anderen an und fährt fort[2]: »Diese Braunkohlenflöze sind mit den Tuffen, welche sie einschließen, wahrscheinlich submarine Bildungen und nicht, wie man wohl geglaubt hat, ehemalige Wälder, welche von überseeischen Ascheneruptionen bedeckt und umgewandelt wurden.« Etwas weiterhin fährt er auf derselben Seite merkwürdigerweise fort: »Der bisweilen sehr wohlerhaltene Zustand feiner Blätter, dünner Rindenstücke und zarter Zweige schließt jede Vermutung aus, daß diese Kohlenlager ehemaligen Treibholzanschwemmungen ihren Ursprung verdanken.« Irgendwelche weitere Erklärung gibt der Verfasser nicht. C. W. Paijkull, der Island im Jahre 1865 bereiste, schließt sich Zirkels Auffassung an, daß die Surtarbrandlagen submarine Bildungen seien[3]. Im Jahre 1883 sammelte C. W. Schmidt an verschiedenen Orten Pflanzenversteinerungen, welche 1886 von Paul Windisch[4] beschrieben wurden.

Wie aus dem obigen hervorgeht, hegten die älteren Forscher recht merkwürdige Ansichten über die Entstehung des Surtarbrand. Die meisten stimmen darin überein, daß derselbe auf dem Meeresboden gebildet sei, obwohl der Gedanke näher liegt, daß Braunkohle und Surtarbrand Überreste von Wäldern seien, die dem Lande unter milderen klimatischen Verhältnissen angehörten, was die Untersuchungen von O. Heer ebenfalls vollkommen bestätigten. Die unglückliche Idee von einer submarinen Entstehung des isländischen Basalts und Tuffes, welche sich wie ein roter Faden durch alle älteren, geologischen Schriften über Island zieht und niemals durch Beweise belegt wurde, hat, um die Theorie zu unterstützen, zu der Annahme geführt, daß der Surtarbrand ebenfalls unten im Meere entstanden sei.

Nirgends ist die Surtarbrandformation so gut entwickelt, wie auf der nordwestlichen Halbinsel, und auf meinen Reisen 1886 und 1887 um die ganze Küste dieser Halbinsel hatte ich bessere Gelegenheit als die meisten Forscher die geologischen Verhältnisse des Surtarbrand zu studieren, wiewohl das Wetter mir häufig Hindernisse in den Weg legte und infolge von Schneefall mehrere Fundorte nicht untersucht werden konnten, denn die Witterung war in jenem Sommer ungewöhnlich kühl, und an mehreren Orten, welche um diese Jahreszeit frei von Schnee zu sein pflegten, befanden sich große Schneehaufen. Über diese Untersuchungen der nordwestlichen Halbinsel habe ich eine besondere Arbeit herausgegeben, in welcher alle einzelnen Fundorte beschrieben sind. Den in anderen Teilen des Landes vorkommenden Surtarbrand habe ich in mehreren meiner Reiseberichte besprochen[5]. Meine

---

[1]) Th. Kjerulf: *Bidrag til Islands geognostiske Fremstillig.* (Nyt Magasin for Naturvidensk. VII S. 32, 40 f.

[2]) W. Preyer und F. Zirkel: Reise nach Island im Sommer 1860. Leipzig 1862, S. 334 f.

[3]) C. W. Paijkull: *Bidrag til kännedomen om Islands bergsbyggnad.* (K. Sv. Vetensk. Akad. Handlingar VII, Nr. 1, S. 46 f.)

[4]) P. Windisch: Beiträge zur Kenntnis der Tertiärflora von Island. (Inaug.-Diss., Halle a. S. 1886.

[5]) *Nogle Jagttagelser over Surtarbrandens geologiske Forhold i det nordvestlige Island.* (Geol. Fören Förhandl. XVIII, Stockholm 1896, S. 114—154.) Fundorte in anderen Teilen des Landes sind in verschiedenen Abhandlungen in Geogr. Tidsskr. und Andvari beschrieben worden.



Sammlungen von Pflanzenversteinerungen vom nordwestlichen Island, sowie aus der Umgegend des Hredavatn sind leider noch nicht bearbeitet, dieselben befinden sich im Museum der Vetenskaps-Akademie zu Stockholm.

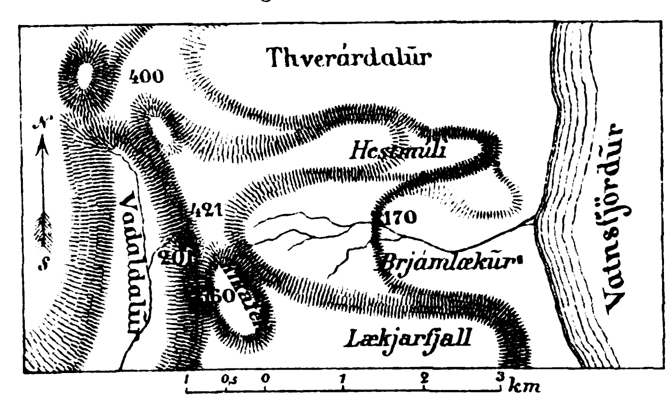
Auf der nordwestlichen Halbinsel maß ich die Höhe der verschiedenen Fundorte und studierte die Tektonik dieses Landesteils, wobei es sich zeigte, daß die Surtarbrandformation mit Lignit, Braunkohle und Pflanzenversteinerungen, wie schon früher im Abschnitt über die Tektonik von Island erwähnt wurde, ursprünglich einem einzigen Niveau angehört haben, das durch tektonische Bewegungen zerstückelt und auf verschiedene Weise gesenkt wurde. Die Pflanzenversteinerungen zeigen, daß der Surtarbrand von Wäldern herrührt, die an Ort und Stelle, auf sumpfigen Strecken und bei Gewässern gewachsen sind; die alte Theorie von der Entstehung des Surtarbrand aus Treibhölzern usw. ist völlig unhaltbar. E. Östrup hat ebenfalls bei seinen Untersuchungen von Diatomeen in den Tonschichten der Surtarbrandformation konstatiert, daß fast sämtliche Süßwasserformen angehören[1]).

Wo die Surtarbrandformation am meisten entwickelt ist und die größte Mächtigkeit besitzt, besteht dieselbe aus mehreren verschiedenartigen, sedimentären Schichten, roten, braunen, weißen, grauen und grünen Tonarten mit Zwischenlagen von Sand, Tuff und Breccie, sowie einzelnen Basaltströmen; stellenweise sind ebenfalls Flußsedimente mit gerollten Blöcken, kleinen Steinen und Sand vorhanden. Als Beispiel dient die Schichtfolge von fünf Orten. Bei Tröllatunga am Steingrimsfjord tritt die Surtarbrandformation unter hohen Basaltfelsen bei einer Stromkluft unterhalb eines kleinen Wasserfalls an die Oberfläche. Zu oberst und dem Basalt zunächst befindet sich gelbbrauner Ton ohne Versteinerungen von 1 m Mächtigkeit, der stellenweise von herabsickernden Eisenverbindungen rötlich gefärbt ist. Auf der Grenze dieser Schicht und dem Basalt finden sich einzelne verkohlte Zweigstümpfchen und kleine Stückchen Surtarbrand; in der untersten, schlackigen Fläche des Basalts ist die Lava stellenweise mit Ton und Surtarbrand zusammengekittet, und an einer Stelle fand ich in einer Höhle im Basalt, $2/3$ m vom Tone entfernt, einen verkohlten Baumstamm von Schlacken umgeben. Unter dem gelblichbraunen Ton befindet sich eine dünne (5 cm) Lage von Surtarbrand, von dem sich an einer Stelle ein Stamm oder eine Wurzel in den darunter liegenden Ton hinabstreckt, das Holz war weich und ließ sich mit Leichtigkeit zerpflücken. Unter dem Surtarbrand ist eine $2\frac{1}{2}$ m dicke weiße Tonschicht vorhanden, welche Pflanzenversteinerungen enthält. Der feine, weiße Ton ist stellenweise in kleinen Säulen abgesondert und auch von Sprüngen durchsetzt, deren Grenzen von herabsickerndem, eisenhaltigem Wasser rötlich gefärbt sind; der Ton ist von feinen Pflanzenstengeln durchwebt, enthält aber nicht durchweg die eigentlichen, deutlichen Pflanzenabdrücke; zu unterst grenzt der weiße Ton an eine dünne Lage (5 cm) graulichen Tones von gröberem Korne, und auf der Grenze des weißen und graulichen Tones zeigen sich die schönsten Pflanzenabdrücke, schwarze auf weißem Grunde: der Ton hat die Neigung sich quer zu spalten, weshalb es schwierig ist, größere Stücke mit ganzen Blättern abzulösen, aber was man sehen kann, ist alles gut bewahrt. In dem weißen Tone, ungefähr $3/4$ m über der graulichen Tonschicht, findet sich ein 6—30 cm dicker Bimssteinstreifen; in dieser mit Ton vermischten Bimssteinschicht sind stellenweise einzelne Zweige und Stümpfchen von Ästen vorhanden. Unter dem grauen Tone befindet sich die bedeutendste Surtarbrandschicht mit einer Mächtigkeit von $3/4$ m, welche aus großen zusammengepreßten Baumstämmen besteht, vereinzelt findet sich etwas Ton zwischen den Surtarbrandplatten, aber meistens bildet der Surtarbrand eine kompakte Masse. Unter derselben ist eine $1/2$ m dicke Schicht von dunkelgrünem, mit Sand vermischtem Tone

[1]) E. Östrup: Diatomèerne i nogle islandske Surtarbrands-Lag. (Meddelelser fra Dansk geologisk Forening Nr. 3 und 6.)

vorhanden und unter letzterem eine Lage von grauem, fettem Tone, der unter Schutt und losen Massen am Stromufer verschwindet, weshalb ihre Mächtigkeit nicht bestimmt werden kann. Der heraustretende, sichtbare Teil der Surtarbrandformation besitzt eine Mächtigkeit von ca 6 m und ist von ca 20 m hohen Basaltfelsen gedeckt, welche zu unterst, zunächst den Tonschichten, in Säulen abgesondert sind.

Sehr bekannt ist die Kluft bei Brjámslækur (oder Brjánslækur) wegen der dortigen Pflanzenversteinerungen, welche bereits im Jahre 1753 von E. Olafsson entdeckt wurden. Ungefähr 2 km vom Gehöft Brjámslækur entfernt haben zwei Gebirgsbäche, die sich später vereinigen, im Rande eines kleinen Zirkustales Klüfte ausgewaschen; in der nördlichsten Kluft, 171 m ü. M., finden sich in einer hervorspringenden Felsecke, 17 m höher als die äußerste Mündung der Kluft, Pflanzenversteinerungen. Zu unterst am Flusse ist hier eine rotbraune Tonlage mit grünlichen oder braunen Tonklößen und einzelnen dünnen Surtarbrandplatten vorhanden. Die sichtbare Mächtigkeit dieser Tonschicht beträgt hier nur 8 m, nimmt aber tiefer in der Kluft zu und erreicht 16 m und darüber. Die Klöße bestehen aus feinen konzentrischen Lagen, einige der kleinsten sind von grünlicher Farbe, die meisten sind aber gelblichbraun oder rötlich. Zwischen den Tonlagen zeigen sich hier und da Merkmale, die Gleitflächen ähnlich sehen, und vielleicht von den schweren Basaltmassen verursacht, welche die Tonlagen decken. Inmitten dieser Tonschichten kommen einige Surtarbrandsplitter vor, und über dem Tone befindet sich eine $^2/_3$ m mächtige Surtarbrandschicht mit Streifen von gröberem Tone, welche die einzelnen Surtarbrandplatten voneinander trennen, in denen sich einzelne undeutliche Blattabdrücke und Früchte befinden. Über dem Surtarbrand ist eine $1\frac{1}{3}$ m dicke Einlagerung von Basalt vorhanden und dann kommt über derselben die eigentliche Versteinerungen führende Schicht mit einer Mächtigkeit von 5 m, die aus abwechselnden Lagen von Surtarbrand, Kohlenschiefer, grauem, weißem und grünlichem Tone von verschiedener Feinheit besteht; die Versteinerungen führenden feinen Schiefer lassen sich leicht spalten, die Blattabdrücke sind deutlich, so daß Nerven und Einschnitte in den Blättern sehr gut zu erkennen sind. Die Schiefer sind dermaßen mit Blättern angefüllt, daß sie beinahe aus nichts anderem zu bestehen scheinen, und die Abdrücke sind auf beiden Seiten der papierdünnen Fliesen deutlich zu sehen. Zu oberst in dieser Schicht befindet sich eine rötliche Tonlage, über derselben etwas Surtarbrand und über diesem eine gelbgraue Breccie mit einzelnen flachgedrückten Stämmen, auf der Breccie liegt eine 10 m dicke Basaltdecke, welche teilweise vornüber hängt, so daß die Felsen leicht bei einem unbedeutenden Erdstoß herabstürzen und das unterhalb befindliche interessante Profil begraben können. Zu unterst geht der Basalt in eine dicke Schlackenschicht über, während er im obersten Teile in Säulen abgesondert ist. Über dem Basalt ist wiederum eine dicke rötliche Breccielage vorhanden, welche etwas Surtarbrand enthält. In einem anderen, tiefer in der Kluft befindlichen Profil ist inmitten der roten Breccie eine kleinere Basalteinlagerung vorhanden, welche auf beiden Seiten von Surtarbrand umgeben ist. Über der Breccie liegt wiederum Basalt in mehreren Decken bis an den Rand der Kluft hinauf. Der zu unterst liegende



Karte der Umgegend von Brjámslækur. Aufgenommen 1886 von Th. Thoroddsen. (× Fundstätten von Pflanzenversteinerungen, Höhe in Metern.)

rotbrauue Ton wiederholt sich an allen Fundorten und bildet an mehreren Stellen in der Kluft wie an anderen Orten in der Umgegend den überwiegenden Bestandteil der Surtarbrandformation. Im Ende der Kluft befindet sich ein Wasserfall, der über senkrechte Felsen hinabstürzt, und unter dem Wasserfall tritt die Surtarbrandformation in regelmäßigen Schichten zutage. Zu unterst sind abwechselnd Schichten von rotbraunem Ton und Kohlenschiefer ohne sichtbare Pflanzenversteinerungen vorhanden, darüber liegt Basalt und auf der Grenze befinden sich zusammengekittete Schlacken und Ton, über dem Basalt folgen grobe Breccie und roter Tuff, dann wiederum bis an den Rand der Kluft Basalt. In den Höhlungen des Basalts kommen sowohl hier wie in der früher erwähnten Felsecke häufige kleine Drusen von Sphärosiderit vor. In der nördlichen Seite der Kluft erhebt sich am Abhang ein Basaltgang in mehreren Stücken wie Ruinen einer Mauer mit der Richtung S 75° W, ungefähr der Richtung des obersten Teiles der Kluft entsprechend; der Gang, welcher in etwas unregelmäßigen, liegenden Säulen abgesondert ist, besitzt eine Mächtigkeit von 2²/₃ m. In der westlichen Kluft tritt die Surtarbrandformation ebenfalls mit dicken, rotbraunen Tonlagen hervor, welche häufig durch organische Stoffe geschwärzt sind, jedoch waren nirgends Pflanzenabdrücke zu finden. In einer Kluft in Hestmúli sind ebenfalls Profile mit ähnlicher Schichtfolge wie in der beschriebenen Felsecke in der östlichen Kluft, aber ohne Versteinerungen vorhanden, welche ich dahgegen in einer Kluft in dem nahe liegenden Vadaldalur 201 m ü. M. fand.

Im Thrimilsdalur, in der Nähe von Hredavatn (im Mýrasýsla), 269 m ü. M. fand ich 1888 Pflanzenversteinerungen. Die Mächtigkeit der versteinerungsführenden Tonlagen ist hier nicht sichtbar. Zu oberst ist der Ton, namentlich an der Außenseite rötlich gefärbt; inwendig aber ist er meistens grünlich und zerfällt leicht in kleine Stücke, die an den Spaltungsflächen von organischen Stoffen und Eisen dunkel gefärbt sind. Dieser Ton besitzt eine Mächtigkeit von $3^1/_2$—$4^1/_2$ m und geht in einen feinen grauen Ton über, in welchem sich Blattabdrücke befinden; unter letzterem ist wieder ein sehr feiner, weißer Ton ohne Versteinerungen vorhanden. Über den Versteinerungen führenden Tonbildungen liegt eine ziemlich grobkörnige, graulichbraune Breccie mit stellenweise eingemischten Kristallen, und über derselben befindet sich ein dichter, graulicher, klingender Basalt. Ton und Breccie sind von einem $1\frac{1}{4}$ m dicken Basaltgang (N 70° O) ohne Tachylytkruste durchsetzt, der unter dem Basalt endigt; in den Sprüngen der Breccie sind Zeolithkrusten mit auskristallisierten Chabasiten vorhanden. Weiter oben im Tale findet sich zwischen Breccie und Ton ein Konglomerat, aus gerollten Basaltsteinen und Ton bestehend; zwischen diesen Rollsteinen fand ich ein Stück Surtarbrand in einer Stellung, welche darauf hinzuweisen schien, daß in der Vorzeit ein Ast von fließendem Gewässer dort hingeführt und im Konglomerat während dessen Entstehung sitzen geblieben war. Im östlichen Island sind im Hraunfellsdalur, einem Nebental des Hofsdalur, recht erhebliche Surtarbrandbildungen, 156 m ü. M., vorhanden. Hraunfellsdalur besitzt gleich den anderen nahe liegenden Tälern mächtige Flußterrassen, welche etwas höher als die des Haupttales liegen. Weiter hinauf verschwindet das Geröll, und der Fluß läuft durch eine Kluft, wo die Basaltdecken eine Neigung von 20—30° haben, während dieselben in den das Tal begrenzenden Gebirgsabhängen wagerecht zu sein scheinen. Ungefähr 4 km südlich von Gnýstadir findet sich der Surtarbrand in 15—20 m hohen Tonhügeln am Flusse. Der Ton ist von einer in Säulen abgesonderten Basaltschicht gedeckt, besitzt eine grauliche, gelbliche und rötliche Färbung und enthält Surtarbrand in drei Niveaus in ca 16 cm dicken Flözen. Zwischen der obersten und mittelsten Surtarbrandschicht befindet sich eine Schicht von Konglomeraten, abgeschliffenen Steinen, welche dem Geröll eines alten Bach- oder Flußbettes gleichen. Im Tone waren keine Pflanzenabdrücke zu finden.

Im Leirufjördur, auf der nordwestlichen Halbinsel finden sich in einem Gebirgsabhang in der Nähe eines Gletschers, der sich in das Tal hinabzieht, eigentümliche Konglomerate, Tonlagen usw., die wahrscheinlich der Surtarbrandzeit angehören, obwohl es mir nicht gelang, Surtarbrand oder Pflanzenversteinerungen zu entdecken. Ähnliche Lagen kommen auch anderweitig hoch oben in den Gebirgsabhängen bei Jökulfirdir und Adalvík vor. Die Konglomerate sind von vielen Basaltdecken gedeckt und haben auf der Südseite des Tales, ebenso wie die Basaltdecken im allgemeinen in diesen Gegenden eine Neigung von 3—4° nach SO. Hier auf der Südseite befindet sich zu oberst kleines, zusammengekittetes Basaltgeröll, einige Lagen sind hauptsächlich aus Quarz zusammengesetzt, an anderen Stellen sind grauliche und gelbliche Sand- und Tonlagen vorhanden, welche auf einer roten Breccie ruhen. Diese Bildungen sind von Basaltgängen durchklüftet, welche auf den Kontaktflächen mit dicken Tachylytkrusten gedeckt sind und sich stellenweise zwischen die Tonlagen verzweigen. Diese Konglomeratschichten enthalten Bimsstein und Bimssteinstaub, auch werden kleine Stücke vereinzelt in der roten Breccie angetroffen. Die Gänge erstrecken sich nur durch die Konglomerate und setzen sich nicht durch die oberhalb befindlichen Basaltmassen fort. Die Konglomerate können noch besser im nördlichen Gebirgsabhang beobachtet werden. Hier stürzt ein kleiner Wasserfall am Gebirgsabhang hinab und breitet sich fächerförmig über einige dicke, grauliche, geschichtete Sand- und Tonbildungen; die Schichten haben diskordante Parallelstruktur mit abwechselnden Lagen von Konglomeraten, grobem Ton und Sand. In diesen Lagen befindet sich eine Menge schwarzer und weißer Körnchen von Basalt und Quarz, die einzelnen Basaltkörner sind äußerst verschieden, dichte, porphyritische, doleritische usw., einige sind ganz gerollt, andere nur an den Kanten abgerundet; die obersten Schichten enthalten Bimsstein, und einige dünne Basaltgänge durchsetzen die Ton- und Konglomeratlagen in verschiedenen Richtungen, ohne sich in dem darüber befindlichen Basalt fortzusetzen. Etwas nordwestlicher zeigen sich die Sand- und Tonlagen wieder entblößt und sind hier von Schwärmen unzähliger verzweigter Basaltgänge durchsetzt. Nahe bei dem Ende des Leirujökull sind diese Bildungen von größter Mächtigkeit, 100 m, dieselbe beträgt auf der südlichen Seite des Tales nur 10 m. Die Unterlage wird von einem rötlichen, porphyritischen Basalt gebildet. Unter den Ton- und Sandlagen, auf dem Basalt ruhend, befinden sich viele, große, gerollte Dolerit- und Basaltblöcke, von Sand und Schutt umlagert. Ein Teil dieser Konglomeratbildungen scheint von einem mächtigen Flußbett aus der tertiären Zeit herzurühren, und ähnliche würden aller Wahrscheinlichkeit nach mehrfach in diesen Gegenden bei näherer Untersuchung gefunden werden.

An den verschiedenen Surtarbrand-Fundorten ist der weiße und rote Ton am meisten vorherrschend, an einigen Stellen ist der rote, an anderen der weiße am mächtigsten, zuweilen sind beide ungefähr gleichmäßig verteilt. Der weiße Ton scheint an den meisten Orten jüngeren Alters zu sein, und an einigen, wie z. B. bei Húsavík (Steingrimsfjord) sind die beiden Schichtfolgen von tertiären Lavaströmen getrennt. Der rote Ton enthält häufig eine Menge Klumpen und Klöße von Toneisenstein, während in dem weißen Ton oft Zwischenlagen von liparitischem Bimsstein angetroffen werden, die zuweilen eine Mächtigkeit von 2—3 m besitzen. Zerstreute Bimssteinstücke sind ebenfalls häufig im weißen, zuweilen im roten Tone vorhanden. Bei Tröllatunga sind die tertiären Wälder von beträchtlichen Massen Bimsstein überschüttet worden, der auch an mehreren anderen Orten an der Südküste des Steingrimsfjördur vorkommt. Die Bimssteinlagen werden gegen S und SW mächtiger und grobkörniger, welche Erscheinung auf eine tertiäre Ausbruchsstelle in dieser Richtung deutet, eine solche findet man auch am Króksfjördur, bei der nördlichen Küste der Breidifjördur, wo mehrere größere Lipariteinlagerungen und Gänge im

Basalt, dem Gehöft Bær gegenüber, auftreten. Bei den Surtarbrandlagen auf der nördlichen Küste des Steingrimsfjords fand ich keine eigentliche Bimssteinbreccie, trotzdem können die dortigen Ton- und Tufflagen sehr wohl eingemischten Bimssteinstaub enthalten, die roten Tonlagen sind auf dieser Seite des Fjordes überwiegend vertreten. Die tertiären Wälder sind nicht völlig von den Bimssteinausbrüchen zerstört worden, denn über den Bimssteinlagen befinden sich gerade unter dem Basalt wiederum Surtarbrand und verkieselte Baumstämme, dahingegen sind hier nicht bestimmbare Blattabdrücke gefunden worden. Im Leirufjördur kommt ebenfalls, wie bereits erwähnt, liparitischer Bimsstein vor, obwohl feststehender Liparit erst am Reykjarfjördur, ungefähr 50 km nach SO gefunden wird. Im Fifudalur, in der Nähe vom Hredavatn ist die pflanzenführende, dunkle Tonlage von Liparitbreccie gedeckt, und nicht weit davon befindet sich der alte Liparitvulkan Baula. Demnach scheinen liparitische Ausbrüche während der Surtarbrandperiode recht allgemein gewesen zu sein. Ferner kommen beträchtliche Massen Liparittuff in Verbindung mit Surtarbrand im Austurdalur im Skagafjördur vor. Ebensowenig haben basaltische Ausbrüche während jener Periode aufgehört, denn an mehreren Orten kommen alte Lavaströme und vulkanische Breccie zwischen den Tonlagen vor, ebenso Surtarbrand sowohl über wie unter denselben.

Die einzelnen Flöze von Surtarbrand und Braunkohle, welche in dieser Formation vorkommen, besitzen nur eine geringe Mächtigkeit, ebenso ist die Anzahl der Flöze sehr verschieden, meistens ist nur eine Surtarbrandschicht vorhanden, obwohl auch zuweilen 2—3 Lagen mit Zwischenräumen von einigen Metern vorkommen. Die einzelnen Lagen können dann wiederum in mehrere sehr dünne, mit dazwischen liegendem Kohlenschiefer oder Ton geteilt sein. Die flachgedrückten Baumstämme des Surtarbrand bilden zuweilen eine größere zusammenhängende Masse, wie in Sandvik in der Nähe von Adalvík, wo dieselben eine Mächtigkeit von 2—3 m besitzen. Meistens sind aber die Surtarbrandlagen viel dünner. Am Hredavatn besitzen Braunkohle und Surtarbrand eine Mächtigkeit von $1/2$—1 m, bei Gunnarstadagróf (Steingrimsfjord) 1—$1\frac{1}{2}$ m, bei Tröllatunga 0,8 m, bei Gil in Bolungarvik 0,6 m, bei Höfn am Bakkafjördur 0,17 m, bei Emmuberg auf Skógarströnd 0,08 m u. a. m. Demnach sind sowohl Surtarbrand- wie Braunkohlenlagen im allgemeinen sehr dünn und daher von sehr geringer, praktischer Bedeutung. Verkieselte Baumstämme kommen stellenweise auch da vor, wo sonst nicht Braunkohle oder Surtarbrand angetroffen werden. So fand ich ein großes Stück verkieseltes Holz im Bette eines Baches bei Skjaldabjarnarvík, ähnliche kommen ebenfalls im Austurdalur (Skagafjord), in der Nähe von Húsavík (Skjálfandi) und an mehreren anderen Orten vor. Bei Húsavík im Steingrimsfjord fand ich auf der Grenze, wo der Basalt den roten Ton deckt, einige verkieselte Baumstämmchen von $1/3$—$2/3$ m im Durchmesser in der untersten Schlackenkruste des Basaltstroms eingekittet. Wie bereits erwähnt, wurde im untersten Teile eines tertiären Lavastroms bei Tröllatunga ein verkohlter Baumstamm gefunden. Bestimmbare Pflanzenreste sind nur an wenigen Stellen entdeckt worden, so auf der nordwestlichen Halbinsel an sechs Orten, nämlich bei Brjámslækur und Vadaldalur, am Steingrimsfjord in Tröllatunga, Husavík, Gautshamar und Margrjetarfell; ferner im westlichen Island östlich von Mýrar, im nördlichen Teile des Langivatnsdalur, in der Nähe des Hredavatn, am Thrimilsdalur und Fifudalur; unbedeutende Pflanzenreste auf dem Nordlande in der Nähe von Árbær im Skagafjord, sowie im Ostlande am Vindfell im Vopnafjord. An vielen anderen Fundorten sind die verschiedenen Tonarten von Zweigstümpfen und anderen Pflanzenüberresten angefüllt, die sich jedoch nicht bestimmen lassen. Wo Pflanzenreste im Kohlenschiefer wie am Brjámslækur vorkommen, sind dieselben wohlerhalten, was ebenfalls in dem weißen Tone, wie bei Tröllatunga, und in den Klößen des Toneisensteins bei Húsavík der Fall

ist. In gröberen Tonarten mit Sandpartikeln sind die Pflanzenreste seltener und schlechter erhalten.

Die alten Lavaströme, welche die Tonbildungen der Surtarbrandformation überschwemmt haben, sind von unverkennbarem Einfluß auf die Unterlage gewesen, häufig ist der Ton mit der Schlackenkruste des Basalts zusammengeknetet, oft ist auch der Ton erhärtet und gebrannt und hat ebenfalls öfters Säulenstruktur angenommen. Unter dem Stálfjall war auf der Grenze zwischen den Tonschichten und der darüber liegenden mächtigen Basaltdecke etwas Schwefel abgesetzt, und der unterste Teil der Basaltsäulen ist auch durch schwefelsaure Dämpfe dekomponiert. In den Höhlungen im Basalt sind an der Grenze des Surtarbrandur stellenweise Drusen von Sphärosiderit vorhanden, auch finden sich daselbst häufig in den Rissen Zeolithen, Kalkspat, Schwefelkies und andere Mineralien. Ebenso sind die Gänge, welche die Kohlenflöze durchbrochen haben, von unverkennbarem Einfluß gewesen, indem sie nicht selten in der Nähe der Durchbruchsstellen Surtarbrand und Braunkohle in Anthrazit verwandelt haben.

Die Mächtigkeit der Surtarbrandformation ist sehr verschieden, dieselbe verschwindet an vielen Stellen ganz und zwischen den Basaltdecken ragen häufig nur einige knorrige, zusammengepreßte und verkohlte Holzfliesen ohne jedwede Tonbildungen heraus; dahingegen sind unzweifelhaft bedeutende sedimentäre Schichtenreihen in Verbindung mit Tuffen und Breccien aus jener Zeit vorhanden, ohne daß in denselben Lignit oder andere Pflanzenreste gefunden sind. Wo die Surtarbrandbildungen am besten entwickelt sind, haben wahrscheinlich ursprünglich sumpfige Niederungen im Terrain existiert, wo sich Ton zusammen mit Resten von Baumwuchs und anderer Vegetation ablagern konnten. Nirgendwo besitzt die Surtarbrandformation wohl größere Mächtigkeit als ca 100 m (wie im Leirufjördur), obwohl hierbei bemerkt werden muß, daß sowohl im Steingrimsfjördur wie auch an anderen Orten hohe Ton- und Tuffabhänge angetroffen werden, deren untere Grenze infolge von glazialen Bildungen und Schutt nicht bemessen werden kann. Wo beide Grenzen sichtbar sind, ist die Mächtigkeit im allgemeinen nicht bedeutend, dieselbe beträgt bei Brjámslækur 40—60 m, bei Hlidarsel am Steingrimsfjord 30—40 m, im Hraunfellsdalur 20—30 m, Stigahlid 16 m, Stadarskard in Adalvík 15 m, im Vadaldalur 10 m, im Stálfjall 8—10 m, Sandvík 5—10, Tröllatunga 6 m, bei Botn im Súgandafjord 2—3 m usw.

Was die Vegetationsverhältnisse während der Surtarbrandperiode anbetrifft, ist die Kenntnis derselben über den Bericht hinaus, den O. Heer im Jahre 1859 nach J. Steenstrups und G. Winklers Sammlungen[1]) veröffentlichte, noch sehr ungenügend. Allerdings sind seitdem von C. W. Schmidt, G. Flink und mir Sammlungen angestellt, jedoch sind die beiden letzteren, die umfangreichsten, noch nicht bearbeitet worden. O. Heer nimmt an, daß die Pflanzenüberreste von Brjámslækur und Gautshamar dem Untermiocän, dahingegen die vom Hredavatn dem Obermiocän angehören; er glaubt, daß die jährliche Mitteltemperatur auf Island $+ 11{,}5°$ C. betragen habe. Übrigens erlaube ich mir auf die angeführten Werke von O. Heer und Windisch hinzuweisen.

Die Fundorte für Surtarbrand sind über das ganze Land zerstreut, kommen aber ausschließlich in der Basaltformation vor, während in der Palagonitformation gar keine vorhanden sind, indem diese Formation, wie bereits früher besprochen, auch viel jünger ist. Dahingegen ist in den pliocänen Bildungen auf Tjörnes, wie schon erwähnt, etwas Surtarbrand vorhanden. Die Surtarbrandfundorte sind über die verschiedenen Basaltgegenden etwas ungleich verteilt. Auf der nordwestlichen Halbinsel erreicht die Surtarbrandformation ihre größte Mächtigkeit und Ausbreitung; im Ostlande ist dieselbe weniger hervortretend,

[1]) O. Heer: Flora tertiaria Helvetiae III, 1859. Flora fossilis arctica I, 1868.

besitzt aber stellenweise eine verhältnismäßig bedeutende Mächtigkeit wie im Hraunfellsdalur und Hengifoss. Im westlichen Island bei Mýrar und in Dalasýsla tritt der Surtarbrand recht allgemein auf, ist aber dagegen nirgends auf der Halbinsel Snæfellsnes gefunden worden, was vielleicht in dem Umstande begründet ist, daß die unterliegende Basaltscholle hier so tief gesenkt ist, daß sich das Niveau des Surtarbrand unter der Meeresoberfläche befindet. Soweit bekannt ist, kommt der Surtarbrand auf dem Nordlande sehr selten vor, und die hierher gehörigen Bildungen haben nur in den Tälern, welche sich vom Skagafjördur am weitesten nach S erstrecken, eine größere Entwicklung erlangt. Mit Rücksicht auf die Beschreibung der einzelnen von mir untersuchten Fundorte erlaube ich mir auf meine früher angeführten Schriften hinzuweisen. Hier will ich nur eine Liste der bisher bekannten 70—80 Fundorte einschalten, die nach »sýslur« (Bezirke) geordnet sind. Die Fundorte, welche ich nicht selbst besucht habe, sind durch ein * bezeichnet, einige derselben sind zweifelhaft. Die Reihenfolge beginnt mit der nordwestlichen Halbinsel:

Isafjardarsýsla: Sandvík, Hvesta, Straumnes, Stadarskard, *Græenahlíd, Stigahlid, Gil in Bolungarvík, Botn im Súgandafjord, *Skálavík bei Ingjaldssand, *Mosdalur am Önundarfjord, Nesdalur, *Lambadalur am Dýrafjord, Tharalátursfjördur. Bardastrandarsýsla: Stálfjall, Landbrot bei Skor, Bær und Gröf auf Raudisandur, Botn im Tálknafjord, Raknadalsfjall, Thernudalur, Dufansdalur, Krosseyri im Geirthjófsfjord, Barmahlíd, *Skírdalsbrún, *Flókavallagnýpa, Brjámslækur, Vadaldalur, *Hagadalur, *Thröskuldur im Vatnadal. Strandasýsla: *Krossnes am Nordfjord, *Svartihnúkur im Ófeigsfjördur, Tungudalur, Arnkötludalur, Bjarnargil, Tröllatunga, Hlídarsel, Svarthamar, Hrafnabjörg, Húsavík, Gautshamar, Margrjetarfell, Gunnarstadagróf, Bæjarfell, *Grímsey. Dalasýsla: Emmuberg, *Goddastadir, Gilsfjördur (Skard, Fagridalur), Svínadalur, *Gnýpufell bei Búdardalur. Snæfellsnessýsla: *Drápuhlídarfjall? Mýrasýsla: Stafholt, Hredavatn, Thórisengismúli, Thrimilsdalur, Fifudalur, *Hítardalur, *Tandrasel, *Langivatnsdalur, Hellistungur bei Fornihvammur, *Kvíafjall in Thverárhlíd. Skagafjardarsýsla: *Austurdalur (Árbær), *Goddalir, *Tinná? Thingeyjarsýsla: Hringver (Tjörnes) Illugastadir (Fnjóskadalur). Múlasýslur: Skeggjastadur, *Vidarfjall, Höfn, *Stóragljúfur (Hafralónsá), Hraunfellsdalur, Vindfell, Hengifoss, *Skriduklaustur, Fljótsdalur, Brimnes, *Eskifjardarsel, *Gudrúnarskörd, *Sellátrar, *Skildingaskörd. Austur-Skaptfellssýsla: *Hoffellsdalur.

Die ganze Mächtigkeit der isländischen Basaltformation ist nicht bekannt und ebenso wenig die Unterlage, auf welcher dieselbe ruht, ältere Bildungen kommen nirgends zum Vorschein. Nach meinen Beobachtungen der Mächtigkeit des Basalts und der regelmäßigen Neigung der Basaltdecken am Reydarfjördur und an anderen Fjorden, habe ich berechnet, daß die sichtbare Mächtigkeit wenigstens 3000 m[1]) betragen muß. Ohne Zweifel ist die Mächtigkeit früher ungleich größer gewesen, indem unermeßliche Massen forterodiert sein müssen. Wenn man bedenkt, wie viele und große Täler und Fjorde von der Erosion ausgehöhlt worden sind, kann man sich eine Vorstellung von der Gesteinsmasse bilden, die von der Erosion fortgeführt sein muß, denn obwohl die Erosionsrinnen am meisten vertieft worden sind, müssen doch die Gebirge zwischen denselben ebenfalls einer bedeutenden Denudation ausgesetzt gewesen sein. Daß dieselbe sehr erheblich gewesen ist, geht deutlich aus den Verhältnissen auf der nordwestlichen Halbinsel hervor, wo das Niveau des Surtarbrand in dieser Hinsicht einen Leitfaden abgibt. Selbstverständlich hat der neuere Basalt, welcher sich ursprünglich, bevor die tektonischen Bewegungen stattfanden, oberhalb der Surtarbrandformation befand, über die ganze Halbinsel einigermaßen dieselbe Mächtigkeit besessen. Der eine Basaltstrom ergoß sich über den anderen, und man muß sich das

[1]) Geogr. Tidsskrift VII, 1883, S. 132. Andvari IX, 1883, S. 90.

Land im späteren Teile des Miocän als ein Plateau ohne erhebliche Unebenheiten vorstellen, so daß der Abstand zum Surtarbrandniveau hinab ungefähr überall gleich groß gewesen sein muß. Dann wurde das basaltische Plateau durch große Brüche verschiedenartig zerstückelt, und es entstand die jetzige Neigung der einzelnen Stücke der Scholle. Jetzt zeigt es sich, daß die Mächtigkeit des Basalts über dem Surtarbrand äußerst verschieden ist; da, wo die Surtarbrandflöze am höchsten bergan gehoben sind, ist die Basaltdecke, welche sich über ersteren befand, größtenteils forterodiert, während dieselbe auf der gesenkten Seite noch eine beträchtliche Mächtigkeit besitzt. Am leichtesten ist dieses Verhältnis an den Profilen durch die Fjorde auf der nordwestlichen Halbinsel zu erkennen. Unter dem Stálfjall liegen z. B. 670 m Basalt über dem Surtarbrand, während dasselbe Flöz am Tálknafjördur nur von 20—50 m dicken Basaltdecken gedeckt ist; der Basalt bei Brjámslækur besitzt eine Mächtigkeit von 300—350 m über dem Surtarbrand, welche nördlicher an die Oberfläche tritt. Die Mächtigkeit des neueren Basalts über dem Surtarbrand ist sehr verschieden, am Steingrimsfjord beträgt dieselbe z. B. 100—200 m gegen S und N, während das Fjordbassin bis zum Surtarbrandniveau hinab erodiert ist, bei Skor beträgt die Mächtigkeit ca 400 m, im Thernudalur ca 360 m, auf der Südseite des Gilsfjördur 700—800 m usw. Im östlichen Island ist die Mächtigkeit des neueren Basalts ebenfalls sehr verschieden und schwankt da, wo ich denselben beobachtet habe, zwischen 100—900 m. Daraus geht hervor, daß der neuere Basalt wenigstens eine Mächtigkeit von 500—1000 m besessen haben muß, aber auf den am meisten emporragenden Stücken der zerbrochenen Basaltscholle ist der größte Teil dieser mächtigen Basaltdecken forterodiert. Die jüngsten Gänge, welche durch alle Lagen gedrungen sind, haben unzweifelhaft Lavaströme hervorgebracht, die schon längst verschwunden sind. Daß die Erosion nach dem Durchbruch der letzten Gänge kolossal gewesen sein muß, zeigt sich bekanntlich in Schottland und England, woselbst zahlreiche Gänge auf großen Arealen auftreten, wo keine Basaltdecken vorhanden sind. Dasselbe ist im östlichen Grönland der Fall, wo viele Basaltgänge weit außerhalb des eigentlichen Basaltterrains den Gneis durchbrechen.

4. Gabbro.

Gabbro ist nur bei der Bucht Lónsvík im östlichen Island anstehend gefunden worden; hier tritt dieses Gestein in zwei Felsspitzen im Eystra-Horn und im Vestra-Horn zu beiden Seiten dieser Bucht auf. Der norwegische Geolog Amund Helland entdeckte im Jahre 1881, daß das Vestra-Horn zum großen Teile aus Gabbro bestand, welches vordem nicht anstehend gefunden war, auch hat er die gesammelten Proben petrographisch beschrieben[1]). Loses Geröll von Gabbro hatte Sveinn Pálsson bereits im Jahre 1794 auf Breidamerkursandur gefunden und nannte es nach dem damaligen Sprachgebrauch Granit[2]). Geröll von derselben Felsart wurde ebenfalls von C. W. Paijkull im Jahre 1865 sowohl auf Breidamerkursandur als auch auf Skeidarásandur[3]) beobachtet und K. Keilhack (1883) erwähnt von den Sandflächen Sólheimasandur und Mýrdalssandur Geröll, das dem Gabbro gleicht[4]). Dieses Gestein hat daher unzweifelhaft eine weitere Ausbreitung, als uns bisher bekannt ist und muß anstehend unter den großen Jökeln vorkommen.

---

[1]) A. Helland: Om Islands Geologi. (Geogr. Tidskr. VI, 1882, S. 75—77.) Studier over Islands petrografi og geologi. (Arkiv for Mathematik ag Naturvidenskab 1884, S. 71—73.)

[2]) Norsk Turistforenings Aarbog. Kristiania 1882.

[3]) C. W. Paijkull: Bidrag til kännedomen om Islands bergsbyggnad. (K. Sv. Vetensk. Akad. Handlingar VII, Stockholm 1867, S. 18f. Neues Jahrbuch für Mineralogie 1868, S. 60.)

[4]) K. Keilhack: Beiträge zur Geologie der Insel Island. (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Gesellschaft 1886, S. 384.)

Loses Gabbrogeröll fand ich 1894 sowohl auf den genannten Stellen als auch auf Heinabergssandur und Steinasandur. Am häufigsten kommen Gabbrogeröll auf der Sandfläche Breidamerkursandur vor, in größerer Menge tritt es zuerst bei Breiduvötn auf, seltener bei Nýgrædukvíslar und wiederum allgemeiner bei der Jökulsá; vielleicht liegt der feste Gabbro tief unter den Gletschern verborgen, und Bruchstücke desselben werden von wasserreichen Strömen, die ihre Quellen hoch oben auf den Bergen haben, hinabgeführt. Die Berge Vedurárdalseggiar, oben am Breidamerjökull gelegen, sehen in einiger Entfernung aus, als könnten sie teilweise aus Gabbro bestehen, was aber noch ganz unentschieden ist, da ich weder Zeit noch Gelegenheit hatte, diese Berge zu besuchen.

Das Vestur-Horn, südlich vom Handelsplatz Papós, ist ein gezackter Felsen, dessen höchste Spitze Klifatindur eine Höhe von 878 m besitzt. Die verschiedenen Teile des Vestur-Horn tragen verschiedene Namen; die äußerste, östlichste, scharfe dreiteilige Spitze heißt Brunnhorn, demnächst folgt Kamphorn und die westlichste Spitze heißt Klifatindur; die steilen Abhänge unterhalb dieses letzten Felsens haben ebenfalls besondere Namen, wie Húsadalstindur, Litla-Horn und Rustanöf. Nur ein Teil der Felsmasse, Vestur-Horn genannt, besteht aus Gabbro, und hauptsächlich sind die Felsspitzen Brunnhorn und Kamphorn aus diesem Gestein aufgebaut, westlich davon sind Basalt und Liparit überwiegend. Der Gabbro tritt als massives Gestein auf ohne eine Spur von den Decken, welche in den umliegenden Basaltgebirgen so vorherrschend sind. Der Gabbro bildet nach dem Meere zu fast senkrechte glatte Gebirgsabhänge, an deren Fuße gewaltige, herabgestürzte Blöcke aufgestapelt sind. Die Korngröße ist sehr verschieden, häufig ist der Gabbro sehr grobkörnig, mit einem Netze von helleren Adern durchzogen. Derselbe ist von Basalt, mit schwacher Neigung einwärts nach dem Lande zu, gedeckt. Die Felsspitze Klifatindur besteht aus Basalt, unter demselben befindet sich im Rustanöf und Húsatindur Liparit. Liparitgänge durchsetzen sowohl Gabbro wie auch Basalt bis in die Gipfel der Berge hinauf. Im Brunnhorn scheint der Gabbro teilweise auf Basalt zu ruhen und auch mit Basaltgängen durchsetzt zu sein. Bei dem Handelsplatz Papós reicht feinkörniger Basalt bis zum Meere hinab. Der Gabbro scheint eine mächtige, intrusive Masse im Basalt zu bilden, und in der Spitze Klifatindur würden die Basaltdecken in der Verlängerung eine Wölbung über den Gabbro bilden, die gleich verschiedenen Granophyrmassen in diesen Gegenden am ehesten ein Lakkolith genannt werden muß. Die Verhältnisse sind jedoch noch zu wenig in den Einzelheiten untersucht, und andere Arbeiten verhinderten mich im Jahre 1894 längere Zeit in Lón zu verweilen.

Die Felsmasse Austur-Horn, nördlich vom Lónafjördur, ist ebenfalls größtenteils aus Gabbro und Granophyr aufgebaut. Ein massiver Bergrücken, 600—800 m hoch, wird vom Hochlande bei dem Passe Lónsheidi (385 m) abgeschnitten und erstreckt sich nach SW bis zur Landzunge Hvalsnes; der nördlichste Teil der Gebirgsmasse besteht aus Basalt, der bis außerhalb Vík die vorherrschende Steinart ist; in der Nähe von Lónsheidi ist der Basalt von einem großen roten Liparitgang durchsetzt. Bei Vík, an der Grenze des Basalts und des massiven Granophyr, werden die bis hierher regelmäßigen Basaltdecken gestört und zahlreiche Apophysen vom Granophyr dringen in den Basalt hinein. Der mittelste Teil des Berges besteht aus Gabbro, aber der äußerste niedigere Teil wieder aus Granophyr; wo diese Gesteine aneinander treffen, sind sie auch miteinander durch Apophysen und Gänge verwebt. Die Bergabhänge sind steil und massiv und ohne Deckenbildungen, und mächtige Blöcke sind am Fuße derselben aufgestapelt. In Krossnes und den kleinen Tälern nördlich von der Landzunge Hvalsnes (Ljósárdalur und Hvaldalur) kommen Liparit und Granophyr vor, aber am Beginn der Täler sind diese Gesteine von Basalt gedeckt. Am Flusse Ljósá findet sich in den Felsen eine eigentümliche Breccie mit scharfkantigen Basalt-

stücken in liparitischer Grundmasse. Gabbro und Granophyr scheinen hier ebenfalls intrusiv zu sein, der Basalt breitet sich auf denselben aus mit der Neigung vom Gabbro einwärts nach dem Lande zu. Ob der Gabbro auf beiden Seiten der Bucht Lónsvík früher eine zusammenhängende Masse gebildet hat, ist nicht leicht zu entscheiden, vielleicht sind dort zwei abgesonderte auserodierte Lakkolithen vorhanden. Die Gabbro-Injektionen scheinen an dieselben Spaltenrichtungen nach NO gebunden zu sein, wie Liparit und Granophyr im Ostlande.

5. Liparit und Granophyr.

Liparit ist über ganz Island ausgebreitet, obwohl dieses Gestein mit Rücksicht auf die Quantität weit hinter Basalt und Breccie zurückbleibt; im ganzen Lande nimmt Liparit ungefähr ein Areal von 800 qkm oder kaum 0,8 Proz. des ganzen Landes ein[1]). Das relative Altersverhältnis des Liparits zu anderen Felsarten ist sehr verschieden, er kommt sowohl in Gängen und Einlagerungen in den ältesten miocänen Basalten, als auch in jüngeren Tuffen und Breccien vor und ist in postglazialer Zeit in Lavaströmen hervorgequollen, auch haben moderne Vulkane liparitischen Bimsstein ausgeworfen. Je eingehender das Land untersucht wird, je mehr Liparitgänge und Einlagerungen wird man finden, da zu allen Zeiten Liparitausbrüche und -injektionen recht allgemein waren. Als ich im Jahre 1881 meine Forschungsreisen auf Island begann, waren 50 Fundorte für Liparit bekannt, jetzt kennt man 165. Am meisten ist der Liparit im Ostlande ausgebreitet, und er umfaßt um den Borgarfjord ein Gebiet von ca 190 qkm und zwischen Reydarfjördur und Hjerad ca 100 qkm; von ähnlichem Umfang ist das Liparitgebiet am Torfajökull. Rechnet man aber die Liparite, welche unzweifelhaft unter Gletschern verborgen sind, mit, so wird das Areal dort ungefähr 150 qkm betragen.

Die Liparitflecken, welche sich auf Island finden, zeigen nicht die ausgeprägte Regelmäßigkeit in ihrer Anordnung wie die neueren Vulkane, und es läßt sich nicht mit Sicherheit sagen, ob sie an dieselben Spaltensysteme geknüpft sind. Daß eine solche Regelmäßigkeit nicht sichtbar ist, kann jedoch damit zusammenhängen, daß viele Einlagerungen und Gänge unter älteren und jüngeren vulkanischen Massen verborgen sein müssen. Eins steht jedoch mit Rücksicht auf die Ausbreitung fest, daß im Ostlande Liparitausbrüche sehr viel häufiger stattgefunden haben als auf der nordwestlichen Halbinsel, denn in beiden Gegenden ist das Basaltplateau dermaßen von der Erosion zerklüftet, daß es auffällt, in welcher relativen Menge der Liparit an beiden Stellen vorhanden ist. Die zahlreichen und erheblichen Liparitdurchbrüche im Ostlande sind in einem Gürtel parallel zu der Küste geordnet, so daß ihre Hauptrichtung ungefähr nordöstlich, also dieselbe ist, welche den neuen vulkanischen Gürtel mitten im Lande charakterisiert. Die wenigen Liparitflecken im östlichen Teile des Palagonittuffgebiets stehen vielleicht auch in Verbindung mit den leitenden Vulkanspalten Öræfajökull, Jökulfell, Mt. Paul, Hlídarfjall, Hrafntinnuhryggur, dem westlichen Torfajökull und Hágöngur, was aber noch nicht entschieden ist. Noch größere Unsicherheit herrscht in dieser Beziehung hinsichtlich der vielen Liparitdurchbrüche im Nordlande, aber die Liparite um Faxebucht und Breidifjördur scheinen mit den halbkreisförmigen Bruchlinien in Verbindung zu stehen, welche bereits im Miocän diese beiden großen Kesselbrüche hervorgerufen haben.

Das Vorhandensein des Liparits ist meistens im Abstande zu erkennen, da seine helle Farbe von den dunklen Basalten und den braunen Tuffen und Breccien absticht. Ein

---

[1]) Nach meiner geologischen Karte beträgt das Areal ungefähr 880 qkm, was seinen Grund darin hat, daß die kleineren Liparitflecken und Gänge, die trotz ihrer Kleinheit angegeben werden sollten, infolge des Maßstabs der Karte zu groß geworden sind.



Querschnitt mit Liparit kann häufig durch die Variationen seiner Farben und der verschiedenartigen Gänge und Einlagerungen das bunteste Aussehen haben. Dem Meere zugekehrte Gebirgsabhänge von Liparit, wie z. B. Dalatangi und Bardsnes im Ostlande gleichen den farbigen, schematischen Profilen der Erdrinde, welche man so häufig in älteren geologischen Lehrbüchern findet. Die isländischen, meistens hellgrauen, gelblichen oder rötlichen Liparite sind am häufigsten dicht und felsitisch, zuweilen porphyritisch; die Oberfläche ist auch porös mit kleinen Löchern versehen; durch Dekomposition sind die Liparite häufig weiß oder grünlich, bisweilen in Ton verwandelt. Unter den Absonderungsformen sind die schiefrigen und säulenförmigen die gewöhnlichsten; die Säulen sind meistens klein, selten länger als 1—1½ m und häufig viel kleiner und stets viel unregelmäßiger als die basaltischen Säulen. Größere Liparitsäulen sind zuweilen in Platten senkrecht auf den Absonderungsflächen gespalten. Die Liparitgebirge sind oft von einer dicken Schicht von zersprengten Stücken, Platten und Säulen bedeckt, die das Vorwärtskommen sehr erschweren, und an steilen Gebirgsabhängen geraten diese losen Bruchstücke bei der geringsten Berührung in Bewegung, so daß das Besteigen solcher Berggipfel aus Liparit, wie z. B. Baula, mit großen Schwierigkeiten verknüpft ist. Die Liparite sind oft von ausgeprägter Fluidalstruktur, zuweilen mit wellenförmigen Bändern in langen und kurzen Schlingungen; dünne Lamellen und Streifen, verschiedenartige Färbung und Größe des Kornes verleihen häufig dem Gestein das Aussehen von fossilem Holze, oft ist die Struktur auch sphärolitisch. Häufig kommen abwechselnde Schlieren von verschiedener Farbe mit allen möglichen Übergängen von echtem Liparit zu Perliten, Sphäroliten und Obsidian vor. Liparitbreccien sind nicht ungewöhnlich, und bedeutende Massen von Liparit und Bimssteintuffen sind besonders in den Schichten vorhanden, welche der Surtarbrandformation angehören, wie im Skagafjördur, Steingrimsfjördur, am Hredavatn u. a. m.

Über die petrographische Zusammensetzung der Lipariten ist verhältnismäßig viel veröffentlicht worden, so hat H. Bäckström zuletzt und am besten dieses Thema behandelt, weshalb die Lipariten in dieser Hinsicht besser bekannt sind, als andere isländische Gesteine[1]). Trotzdem ist die Kenntnis derselben einstweilen noch ganz ungenügend, da nur ein kleinerer Teil der Fundorte petrographisch untersucht ist, und häufig auch nur nach zufälligen, ins Ausland gelangten Stücken, über deren geologisches Vorkommen die näheren Aufschlüsse fehlten. Um völlige Klarheit zu erlangen, muß die geologische und petrographische Untersuchung Hand in Hand gehen. Nach H. Bäckström ist »die mineralogische Zusammensetzung der isländischen Liparitgesteine sehr einförmig, es ist in den meisten Fällen nur Feldspath, Pyroxen, Eisenerz, Zirkon und Glas zu sehen. Dazu gesellen sich Quarz, Tridymit, Apatit und Olivin, sowie in einigen vereinzelten Fällen Hornblende, Biotit, Hypersthen und Titanit.« Mit Rücksicht auf die chemische Zusammensetzung, müssen die

---

[1]) Außer älteren Arbeiten von W. Bunsen, Sartorius v. Waltershausen, G. Winkler, C. W. Paijkull, F. Zirkel u. a. m. sollten mit Rücksicht auf die Petrographie der Lipariten und anderer isländischer Steinarten besonders folgende hervorgehoben werden: Th. Kjerulf: Om Islands trachytiske Dannelser. (Nyt Magazin for Naturvidensk. VIII, Kristiania 1855, S. 72—116.) — A. Helland: Studier over Islands petrografi og geologi. (Arkiv f. Mathematik og Naturvidensk. 1884, S. 69—154.) — L. P. Schierlitz: Isländische Gesteine. Inaug.-Diss., Wien 1882, 8⁰, 38 S. — R. Bréon: Notes pour servir à l'étude de la géologie de l'Islande et des îles de Faeroe. Paris 1884, 4⁰. — C. W. Schmidt: Die Liparite Islands in geologischer und petrographischer Beziehung. (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Gesellsch., Bd. XXXVII, 1885, S. 737—791.) Ebenfalls als Inaug.-Diss., Freiburg i. Br. 1885, 8⁰. Ein Teil meiner Liparitsammlungen aus den Jahren 1884, 1888 und 1890 wurde von H. Bäckström petrographisch untersucht, welcher eine sehr interessante petrographisch-chemische Übersicht über isländische Lipariten veröffentlichte: Beiträge zur Kenntnis der isländischen Liparite (Geol. Fören. i Stockholm Förhandl. XIII, 1891, S. 637—682), ebenfalls als Inaug.-Diss., Heidelberg 1892, 8⁰. Ein großer Teil meiner Sammlungen von isländischen Lipariten ist aber noch nicht bearbeitet. Außer den erwähnten Abhandlungen sind auch zerstreute Notizen über isländische Liparite und Pechsteine in verschiedenen Handbüchern und Zeitschriften vorhanden. Vgl. Th. Thoroddsen: Landfrædissaga Islands, Bd. IV, S. 158—61.

bisher bekannten isländischen Liparitgesteine nach H. Bäckström, der kritisch die vorhandenen Analysen untersucht hat, am ehesten als Natronliparite bezeichnet werden; die an Kali reicheren Arten kommen im Baula und der nächsten Umgegend vor. Der Gehalt an Kieselsäure schwankt zwischen 79—62 Proz.; der geringste Gehalt von SiO_2 wird in den postglazialen Liparitlavaströmen am Torfajökull und in Hvítnskridur auf Snæfellsnes gefunden, und an diesen Orten steht das Gestein auf der Grenze der Trachyten. Die innere Verteilung der Mineralzusammensetzung und der chemischen Zusammensetzung in den verschiedenen isländischen Liparitmassen, Lakkolithen und Gängen ist bisher nicht untersucht worden. Außer den eigentlichen dichten, felsitischen Lipariten kommen ebenfalls an einigen Orten Gesteine von gröberem Korne vor, die äußerlich zuweilen vollständig Granit gleichen, aber von H. Bäckström, der sie untersucht hat, für typische Granophyre erklärt wurden. Eigentliche Granite, wie in Schottland, hat man bisher innerhalb der isländischen tertiären Basaltformation noch nicht entdeckt, aber deshalb ist es nicht ausgeschlossen, daß sie vielleicht bei näherer Untersuchung gefunden werden. Granophyre sind seltener als die eigentlichen Lipariten, bisher habe ich dieselben nur bei Breiddalur, Lón und am Hornafjördur im südöstlichen Island gefunden, und auch bei Máfahlíd auf der Halbinsel Snæfellsnes. Die Granophyre scheinen meistens junge, intrusive Massen zu sein. Die Lipariten sind häufig einer großen Dekomposition von vulkanischen Fumarolen ausgesetzt gewesen und oft sind Merkmale von der ausgedehnten Tätigkeit der Solfataren in der Vorzeit vorhanden; gegenwärtig kommen jedoch nur lebendige Solfataren in den Bergen Kerlingarfjöll vor, von allen übrigen Arten sind die Schwefelquellen an Palagonittuff und Breccie gebunden.

Die isländischen Liparite und Granophyre stehen in ähnlichem Verhältnis zu den Basalten wie in Schottland, sie treten in stockförmigen Massen (bosses), in Lakkolithen, in Gängen und Lagergängen (sills) auf. In den Einzelheiten sind die geologischen Verhältnisse in Island jedoch bei weitem nicht genügend bekannt. Auf meinen Rekognoszierungsreisen habe ich infolge von vielen anderen geographischen und geologischen Arbeiten die Fundorte des Liparit nur ganz flüchtig untersuchen können, sowohl die Witterung als auch Pflichten anderer Art haben mich häufig gezwungen, interessante Lokalitäten früher zu verlassen, als es mein Wunsch war.

Große stockförmige und kuppelförmige Liparitmassen kommen ziemlich allgemein vor, und mehrere scheinen nach der Beschreibung dem Puy-de-Dôme und anderen französischen Massenvulkanen[1]) zu gleichen, jedoch läßt es sich in den einzelnen Fällen noch nicht entscheiden, ob die Lipariten durchgedrungen oder erstarrt sind, ehe sie die Oberfläche erreichten. Welche Massenvulkane aus Liparit bestehen und welche auserodierte Lakkolithen sind, muß die eingehendere Untersuchung in der Zukunft entscheiden. Zu größeren, isolierten Liparitmassen dieser Art können Baula, Sandfell im Fáskrudsfjord, die Berge Hlídarfjall am Mývatn und Hvítserkur am Borgarfjord im Ostlande, Drápuhlídarfjall in der Nähe von Stykkisholm u. a. m. gezählt werden. Einige von diesen sind teilweise mit Basaltdecken versehen, welche die Neigung aufwärts zum Liparit zeigen; andere Liparitmassen sind ganz vom Basalt gedeckt, der vom Liparit aus nach allen Seiten hin abfällt. Die Granophyren im Ostlande scheinen häufig in Gestalt von Lakkolithen aufzutreten, aus denen Gänge und Apophysen sich in den darüberliegenden Basalt hinein erstrecken (Slaufrudalur in Lón). Intrusive Lagen von Liparit, häufig mit recht unregelmäßigen Formen, sind nicht gewöhnlich, ebenso Gänge, sowohl vereinzelt als auch in der Nähe von größeren Liparitmassen, die jedoch weder so groß noch so regelmäßig wie die Basaltgänge sind und zuweilen Apophysen in das Seitengestein senden; besonders unregelmäßig sind sie haupt-

[1]) Poulett Scrope vergleicht bereits Puy-de-Dôme mit Baula. (The Geology and Extinct Volcanoes of Central France, 2. Aufl., London 1850, S. 50.)



sächlich da, wo sie in Palagonittuff und Breccie hineindringen. Kleine Liparitflecke auf der Karte zwischen größeren Liparitgebieten im Ostlande bestehen häufig aus Gängen und intrusiven Lagen; ob dieselben in einzelnen Fällen nur Apophysen von darunter befindlichen Liparitreservoirs sind, ist nicht leicht zu entscheiden. Das Ganggestein ist meistens dicht und in unregelmäßigen Stücken, selten in Form von kleinen Säulen abgesondert, zuweilen findet sich auf den Grenzen sphärolithische Struktur. Das oft verschiedenartig umgeformte Seitengestein ist zuweilen zu einer Breccie zerstückelt, zuweilen sind kantige Basaltstücke in der Gangmasse selbst umhergestreut. Zusammengesetzte Gänge, deren Mitte aus Liparit und deren Seiten aus Basalt bestehen, kommen vor, sind aber sehr seltene Erscheinungen (Breiddalsvík); ein Pechsteingang mit Basaltgängen zu beiden Seiten befindet sich in der Nähe von Grund im Skorradal. Die größeren Liparitmassen sind von sehr unregelmäßiger Gestalt und an ihren Grenzen ist der Basalt häufig schlackig und umgebildet und von Schwärmen von Apophysen durchdrungen, zuweilen ist die Grenze in gerader Linie gegen das Seitengestein abgeschnitten. Auf den Grenzen befinden sich oft Lagen von großen Sphärolithen (Álptavík) oder Obsidian, Perlit und Pechstein. Pechsteingänge sind in Lipariten ganz gewöhnlich, meistens sind dieselben kohlschwarz, weshalb sie von den Einwohnern für Kohle gehalten werden, auch haben sie eine dunkelgrüne Farbe, wie Flaschenglas, häufig sind sie porphyritisch und zuweilen sphärolitisch. Sehr selten scheinen dieselben im Granophyr im südöstlichen Teile von Island vorzukommen. Das Alter der Lipariten ist sehr schwer festzustellen, jedoch müssen zu allen Zeiten Ausbrüche und Intrusionen stattgefunden haben. Aller Wahrscheinlichkeit nach haben bedeutende Liparitausbrüche im Miocän stattgefunden, als die Pflanzen existierten, deren Abdrücke in den Tonschichten am Surtarbrandur gefunden werden. Innerhalb der Basaltformation ist der Liparit fast überall von den jüngsten Basaltgängen durchbrochen, die sich häufig scharf als unzählige schwarze Streifen von den hellen Liparitgebirgen abheben; oft kommen auch intrusive Basaltlagen mit Apophysen im Liparit vor. Liparitgänge, Ströme auf der Oberfläche und stockförmige Liparitmassen haben nicht allein in den miocänen Basalten mit basaltischen Ausbrüchen abgewechselt, sondern sind auch in die pliocänen, glazialen und postglazialen Breccien eingedrungen; einzelne liparitische Lavaströme aus der postglazialen Zeit sind bereits besprochen worden; einige von den größeren modernen, basaltischen Vulkanen haben mit langen Zwischenräumen vereinzelt Liparit ausgeworfen. Geschrammte Liparitlaven sind nicht bekannt, jedoch können sie auch möglicherweise infolge ihres losen Zusammenhangs fortgeführt sein. Im folgenden will ich eine kurze geographische Übersicht der Liparitfundorte geben, welche ich in allen Teilen des Landes besucht habe, was vielleicht zukünftigen Forschern von Nutzen sein kann.

Auf der nordwestlichen Halbinsel ist der Liparit ziemlich selten zu finden, soviel man weiß, kommt derselbe an der westlichen Seite nur im Berge Skridnafjall bei Álptamýri an der nördlichen Küste des Arnarfjords vor, wo er in einer ziemlich großen Masse auftritt, die ich jedoch aus Mangel an Zeit während meines Aufenthalts 1887 in der dortigen Gegend nicht untersuchen konnte. Von der östlichen Seite des Kollafjördur, einem der schmalen Fjorde, die sich von der Bredebucht aufwärts erstrecken, zieht sich das kleine Tal Kálfadalur zwischen die Gebirge hinauf; im Talgrund, wo mehrere Gebirgsbäche tiefe Rinnen gegraben haben, tritt der Liparit auf einer Strecke von 400—500 m in einer der Hauptklüfte gegen O an die Oberfläche; hier finden sich braune, gelbe und weiße bandförmige und schlierige Varietäten von Liparit mit porphyritischer und sphärolitischer Struktur, sowie schwarzer und grüner Pechstein in beträchtlichen Massen, samt bimssteinartigen Lagen mit Übergängen zu den glasartigen Abweichungen. In den Gebirgen am Króksfjördur sind dicke Einlagerungen von Liparit in ziemlich bedeutender Ausdehnung

sowohl in den Gebirgen oberhalb von Bær als auch in der Landzunge Borgarnes vorhanden, das Gestein ist von C. W. Schmidt[1]) petrographisch untersucht worden. Vom Beginn des Gilsfjördur aus reitet man vom Gehöft Kleifar über steinige 500 m hohe Bergrücken hinab in das Mókallsdalur, das vom 18. Jahrhundert her bekannt ist, indem man hier eine brauchbare Porzellanerde zu finden glaubte. Eggert Olafsson und Olavius untersuchten das Tal, worauf N. Mohr von Dänemark hinauf gesandt wurde, um hinlänglich große Proben der erwähnten Erde zu holen. Das Schiff, auf dem sich Mohrs Sammlungen befanden, ging unter, und seitdem ist die ganze Angelegenheit der Vergessenheit anheim gefallen. Leider konnte ich 1886 wegen ungünstiger Witterung das Tal nicht näher untersuchen. Im obersten Teile des Talgrundes ruhen beträchtliche Brecciebildungen auf Basalt, und das Vorhandensein vieler loser Bruchstücke von Liparit läßt darauf schließen, daß hier feststehende liparitische Bildungen zu finden sein müssen. Vielleicht ist die erwähnte sogenannte Porzellanerde (bleikja) ein durch schwefelsaure Dämpfe dekomponierter Liparit, der Schwefelkies und Verwitterungsprodukte enthält. Am Reykjarfjördur (Kúvíkur) fand ich 1886 an drei Stellen Liparit in geringer Menge, nämlich außerhalb des Handelsplatzes am Wege nach Kambar; am Beginn des Fjordes, vor dem Gehöft Reykjarfjördur, entdeckte ich einen Liparitgang mit der Richtung N 50° O und weiter oben im Tale am Wege über den Berg Ofeigsfjardarfjall eine kleine Einlage von Liparit mit Säulenstruktur. Bei Árnes finden sich an der Küste viele lose Liparitstücke, weshalb man auf ein ziemlich häufiges Vorkommen dieses Gesteins in den Gebirgen zwischen Árnes und dem Reykjarfjördur schließen kann. Ebenso nahm ich Lipariteinlagerungen an der Küste des Ingólfsfjördur, unterhalb Melaskard wahr, aber nirgendwo nördlicher. Daraus sieht man, daß die Ausbreitung des Liparits auf der nordwestlichen Halbinsel nur sehr gering sein kann; mit Ausnahme der erwähnten Orte kommt nirgends in Flußbetten oder Gebirgsbächen liparitisches Geröll vor. Einlagen von Liparit würden auch in den Felswänden des von den Fjorden vielfach zerschnittenen Basaltplateaus leicht zu erkennen sein, wenn sie überhaupt vorhanden wären. Der einzige Ort, an dem bedeutendere liparitische Ausbrüche stattgefunden haben, scheint sich in der Nähe von Bær im Króksfjördur zu befinden, und wahrscheinlich haben die Ausbrüche in der Mitte des Miocän stattgefunden, denn bedeutende Schichten von liparitischem Bimsstein, sicherlich von diesem Ausbruchsherd herrührend, kommen zwischen den versteinerungsführenden Tonschichten am Steingrimsfjördur vor.

Auf der Nordküste von Island ist der Liparit mehr verbreitet. In dem hohen Berge Geldingafell, westlich von der Holtavörduheidi ist der Liparit aus der Ferne sichtbar, und auf dem Hrútafjardarháls, oberhalb Thoroddstadir sind lose Bruchstücke desselben Gesteins im Moränengeröll wahrgenommen. Am Midfjördur auf der Halbinsel Vatnsnes befindet sich oberhalb des Gehöfts Kirkjuhvammur eine beträchtliche Einlage von Liparit mit 2—3° Neigung nach S; bei dem Gehöft Kothvammur tritt das Gestein in einer weißlichgrauen Terrasse an die Oberfäche, ebenso bei dem Gehöft Sydsti-Hvammur am Berggipfel Hreggnasi. Bei näherer Untersuchung würde es sich gewiß zeigen, daß der Liparit in diesen Gegenden eine größere Ausbreitung hat; das Gestein vom Thoreyjargnúpur, welches von Schierlitz untersucht wurde (a. a. O., S. 12), ist gewiß eine Fortsetzung der Einlagerungen bei dem Gehöft Kirkjuhvammur. Auf beiden Seiten des Vatnsdalur sind beträchtliche Liparitmassen vorhanden, die mehrmals von Geologen besucht wurden, da dieselben an der Landstraße liegen. Auf der westlichen Seite des Tales im nördlichen Ende des Berges Vididalsfjall befinden sich hoch oben rötliche Bergspitzen aus Liparit (Ásmundarnúpur, Raudihnúkur, Raudkollur) und bei Flaga, ebenfalls auf der Westseite

[1]) Zeitschr. der Deutsch. Geol. Gesellschaft 1885, S. 762—64.

des Tales gelegen, kommt der Liparit gleichfalls vor. Einige lose Liparitrollsteine sowie Breccie fand ich 1897 bei Vididalsá in der Nähe von Vididalstunga, die von dem einen oder anderen unbekannteren südlicheren Liparitgange stammen müssen. Auf der Ostseite des Vatnsdalur ist der Liparit doch am meisten ausgebreitet, indem der obere Teil der Berge oberhalb Hvammur und weiter hinaus größtenteils aus Liparit besteht, dessen interessante geologische Beziehungen zum Basalt noch nicht genügend untersucht sind, obwohl der Ort von mehreren Geologen[1]) beschrieben worden ist. Die Lipariteinlagerungen haben die größte Mächtigkeit im obersten Teile des Vatnsdalsfjall über dem nördlichen Ende des Sees Flód, unterhalb dessen die Talmündung durch einen unregelmäßigen Zaun von gipfeligen kleinen Hügeln, Vatnsdalshólar, die Maulwurfshügeln ähnlich sehen, gesperrt ist. Diese Hügel sind aus kantigen Liparit- und Basaltstücken zusammengesetzt, jedoch ist das Liparit überwiegend. Die Schutthügel ruhen auf gescheuertem Basalt, und in den westlichen Hügeln fand ich einige Scheuersteine zwischen den kantigen Blöcken. C. W. Schmidt glaubt, daß die Hügel Vatnsdalshólar von einer postglazialen vulkanischen Lipariteruption herrühren, was jedoch kaum der Fall sein kann[2]). Es ist jedoch wahrscheinlicher, daß diese Hügel vom Schlusse der Eiszeit herstammen, und daß ein im Schmelzen begriffener Gletscher sich abwärts durch das Tal erstreckt hat; auf den Gletscher sind von den steilen Gebirgsabhängen an der Ostseite des Tales große Bergmassen herabgestürzt, von denen nach dem Schmelzen des Gletschers unregelmäßige Haufen von Schutthügeln übrig geblieben sind. Ähnliche Verhältnisse kommen auch anderweitig in Island vor, wo große Bergstürze, besonders während der heftigen Erdbeben, die so oft das Land erschütterten, zur Tagesordnung gehörten. Aus historischer Zeit kennt man von demselben Gebirgabhang auch Bergstürze, welche die Anzahl dieser Hügel vermehrt haben; ein Teil derselben rührt demnach sicher von einem gewaltigen Bergsturz her, der im Jahre 1545 von den Liparitfelsen herabstürzte und das Gehöft Skídastadir begrub, wobei 14 Menschen umkamen. An derselben Stelle fand ein anderer Bergsturz im Jahre 1720 statt, der das Gehöft Bjarnastadir zerstörte und sechs Menschen tötete; die Schutthaufen gelangten bis Màrsstadir und verstopften den Fluß, daß das Tal Vatnsdalur bis nach Hvammur und Kornsá[3]) überschwemmt wurde. Im Vatnsdalsfjall sind die Basaltdecken um den Liparit sehr gestört, aber die obersten scheinen doch regelmäßig und wagerecht zu sein. Bei Hjallaland ist ein besonderer Liparitgang vorhanden. Von N her macht das Tal Saudadalur einen Einschnitt in den Vatnsdalsfjall, und auf der Ostseite dieses Tales findet sich Liparit (Grettisskyrta) in der Felsenspitze Reykjanybba (778 m), auch kommen zwei Flecken desselben Gesteins in dem Gebirgsabhang vor, der dem Svínadalur zugewendet ist. Der Liparit ist gleichfalls in den Basaltgegenden zwischen Húnaflói und dem Skagafjördur sehr verbreitet. Auf der östlichen Seite des Laxárdalur tritt der Liparit an mehreren Stellen an die Oberfläche, so bei Kirkjuskard[4]), Litla-Vatnsskard und südwestlich von Bólstadahlid (Hlídarfjall). Hallardalsá südlich von Skagaströnd führt gerollten Liparitschutt hinab, und hier und da sind im Innern der Halbinsel Liparitflecken sichtbar, die aber nicht näher untersucht sind. Im südöstlichen Ende von Tindastóll ist ein solcher Liparitfleck vorhanden, und in einer Kluft bei dem Gehöft Gil findet sich Liparit mit verzweigten, schwarzen Gängen, ebenso bei Skídastadir und in den Bergen Sandfell, Stadaröxl und Molduxi. Es ist nicht unwahrscheinlich, daß alle Lipariten zwischen

---

[1]) Th. Kjerulf: Bidrag til Islands geognostiske Fremstilling, S. 52 f. G. G. Winkler: Island, S. 21 f., 67—70.

[2]) C. W. Schmidt: A. a. O., S. 764—67; hier ist auch eine petrograpische Beschreibung des Liparit vom Vatnsdalsfjall zu finden.

[3]) J. Espólin: Islenzkar árbækur IV, S. 21 und IX, S. 58.

[4]) Th. Kjerulf: A. a. O., S. 51.

dem Midfjördur und dem Skagafjördur aus derselben Periode, wahrscheinlich vom Schlusse des Miocän stammen, was aber unsere heutigen Kenntnisse nicht zu beweisen vermögen.

Auf der östlichen Seite des Skagafjördur kommt der Liparit nirgends vor, jedoch sind nach G. Winkler[1]) trachytische Tuffe mit Bimsstein zwischen den Basaltdecken in Verbindung mit undeutlichen Pflanzenresten bei Ábær vorhanden. Am Eyjafjördur und in den nahen Tälern finden sich zerstreute Massen von Liparit. Schon seit langer Zeit ist das Vorhandensein des Liparits bei Öxnadalur in der Nähe des Gehöfts Fagranes[2]), bekannt, auch sind hoch oben in den Gebirgen bei Bægisá beträchtliche Lipariteinlagerungen vorhanden, geringere Einlagerungen finden sich hier und da beim Tale; lose Bruchstücke desselben Gesteins fand ich auch im südlichen Teile des Öxnadals, sowie oben bei dem Hraunsvatn 454 m ü. M. Besonders auf der westlichen Seite des langen Tales, das sich vom Eyjafjördur aufwärts zieht, sind beträchtliche Liparitlagen hoch oben in den Gebirgen vorhanden und gehören wahrscheinlich demselben Niveau an, wie der Liparit im Öxnadal. Ungefähr 1100 m ü. M. findet sich in der westlichen Berggipfelreihe Súlur und Kerling eine Einlagerung von Liparit, der gleich den Basaltdecken, zwischen denen er eingelagert ist, schwach nach S abfällt. Von der Liparitlage erstrecken sich helle Bergstürze über die dunklen Basaltabhänge ab. Diese Lipariteinlagerungen setzten sich mit einigen Unterbrechungen längs der westlichen Gebirgsabhänge nach innen bis Hafrá, südlich vom Gehöft Tjarnir fort. Die größten Liparitmassen treten bei Villingadalur, besonders im Torfafell auf, und hier scheint sich ein liparitisches Ausbruchszentrum zu befinden. Gegen das Ende der Basaltperiode hat hier wahrscheinlich ein Liparitausbruch stattgefunden, der bedeutende Lavaströme hervorgebracht hat, aber jetzt infolge einer späteren Senkung des Innern des Landes seine größte Höhe gegen N im Súlur erreicht und dann allmählich mit den Basaltdecken gegen S abfällt. An der östlichen Seite des Tales wurde ich nur bei Halldórsstadir Liparit in festem Felsen gewahr, übrigens ist hier ausschließlich Basalt vorhanden. Auf der Halbinsel zwischen Eyjafjördur und Skjálfandi findet sich Liparit bei der Leirdalsheidi zu beiden Seiten des Tales. So tritt dieses Gestein ebenfalls im Gildihnúkur und mehreren anderen Gebirgen bei der Mündung des Leirdalur, eines Nebentales, das sich gegen O erstreckt, auf; auch auf der westlichen Seite kommen auf einer langen Strecke beträchtliche Einlagerungen von Liparit vor. Auf der südlichen Seite des Tales, das vom Passe Uxaskard hinab nach Látrar führt, stieß ich auf mehrere Gänge gegen SW, darunter einen großen Liparitgang. Auf der Flateyjardalsheidi fand ich einzelne lose Bruchstücke von Liparit, obwohl dieses Gestein sonst nicht in der Nähe sichtbar war, wohl aber durch Gletscher von südlichen Gegenden hierher geführt sein kann, denn ähnliche Geschiebe kommen ebenfalls im Flußgeröll bei der Fnjóská vor, die von irgend einem Liparitfundort in einem der Nebentäler stammen. Südlich von diesen Gegenden ist das Hochland beim Hofsjökull von neueren Formationen, Tuff, Breccie, Doleriten und glazialen Bildungen bedeckt, Liparit fand ich jedoch nicht in festem Felsen, sondern nur bei Illvidrahnúkar im Fluß- und Moränengeröll einzelne kleine Liparitgeschiebe, wahrscheinlich von Liparitmassen herrührend, die unter Gletschern verborgen sind. Sämtliche bisher verzeichnete Liparitfundorte im Nordlande befinden sich in der Basaltformation, am Bárdartal beginnen die neueren Tuff- und Breccienbildungen, in denen der Liparit zwar nicht so häufig, aber doch vereinzelt vorkommt.

In der Nähe des Mývatn tritt der Liparit an zwei Orten, im Hlídarfjall und im Hrafntinnuhryggur auf. Der Hlídarfjall ist ein hoher Berg, nördlich vom Reykjahlíd,

[1]) G. G. Winkler, Island, S. 129, 135.

[2]) Bunsen: Poggend. Ann., Bd. LXXXIII, S. 201. Zirkel: Reise nach Island, S. 315f. Schierlitz: A. a. O., S. 10f. Winkler: A. a. O., S. 65—67. Schmidt: A. a. O., S. 768f.

der sich als länglicher Rücken scharf von dem hügeligen, 400 m hohen Hochlande aus Tuff und Breccie abhebt. Die Abhänge des Berges sind mit herabgefallenen Bruchstücken aus Liparit bedeckt, der erst in einer Höhe von 640 m als festes Gestein angetroffen wird. Dieses Gebirge wurde 1876 zweimal von Johnstrup und dem Verfasser dieser Arbeit bestiegen, welcher dasselbe zum drittenmal 1884 besuchte. Johnstrup hat das geologische Auftreten des Liparits beschrieben und das Gestein analysiert, während H. Bäckström die petrographische Beschaffenheit[1]) des Gesteins untersucht hat. Das Hauptgestein besteht aus weißlichgrauem, porösem Liparit, im südlichen Teile mit deutlicher Parallelstruktur, indem derselbe in dünnen Decken mit 30° Abfall nach O ausgeschieden ist. Im Gipfel des Berges tritt Obsidian, teils dicht, teils sphärolitisch auf; von demselben ziehen sich pechsteinartige, wie Gänge geformte Partien zwischen die Liparitdecken hinein. Im nordwestlichen Teile des Bergrückens ist der Liparit in fächerartig geordneten Prismen abgesondert, dieselben sehen bräunlich aus und sind poröser als der übrige, im Gipfel des Gebirges befindliche Liparit. Johnstrup fand im Liparit 73,91 Proz. SiO_2, im Obsidian 74,30 Proz., und Bäckström 73,40 Proz. SiO_2. Der andere Fundort, nordöstlich vom Mývatn, Hrafntinnuhryggur bei Krafla ist seit langer Zeit bekannt und von vielen Geologen besucht worden. Hrafntinnuhryggur (636 m ü. M.), ein niedriger Hügelrücken südsüdöstlich von Krafla, hebt sich nur 30—40 m über seine Umgebungen. Ungefähr auf der Mitte des Rückens tritt Obsidian in 18—31 cm dicken, etwas schräg gestellten Prismen auf, deren oberster Teil Dampfporen in parallelen Streifen, senkrecht auf der Axe der Prismen geordnet, enthalten. In der Nähe verzweigt sich der Obsidian ganz unregelmäßig zwischen die senkrecht stehenden oder stark gebogenen, dünnen Decken von dichtem, pechsteinartigen und schwarzgrauem Liparit, der an einigen Stellen so porös ist, daß er sich im Übergangsstadium zum Bimsstein befindet. Alle Poren sind lang gestreckt, der Richtung der Lagen entsprechend, und die ganze Partie ist in heftiger Bewegung gewesen, sowohl von unten nach oben, wie nach den Seiten, als gehöre dieselbe zur Mündung eines Kraters[2]). Um den Krater Víti in unmittelbarer Nähe von Krafla, finden sich wahrscheinlich ausgeworfene Stücke von eigentümlichem, weißem Liparit mit langen, schwarzen Augitnadeln. Dieses Gestein hat eine gewisse Rolle in der Geschichte der isländischen Petrographie gespielt; Forchhammer hält die Grundmasse für eine besondere Art Feldspat (Krablit), der nach seiner Analyse 74,83 Proz. SiO_2 enthält, nach derjenigen von Genth 80,23 Proz., und Sartorius v. Waltershausen stellt ihn als den an Kieselsäure reichsten Feldspat an die Spitze der ganzen Familie und nimmt an, daß er die Grundmasse in allen isländischen Trachyten, Obsidian und Pechstein bildet. R. Bunsen wies 1853 nach, daß die Menge der Kieselsäure von der Einmischung von Quarz herrühre und daß der Krablit kein besonderer Feldspat sei, zu welchem Resultat ebenfalls F. Zirkel gelangte. Später wurde das Gestein von Schierlitz mikroskopisch untersucht, der den Nachweis führte, daß der Krablit ein granophyrischer Liparit sei, zu welchem Resultat auch Brögger, Bréon und Bäckström gelangten. In den südlichen Ausläufern der Skógamannafjöll in der Nähe von Fremri-Námur beobachtete Johnstrup Liparit mit untergeordneten Partien von Obsidian und Bimsstein, aber er gibt den Ort nicht näher an. Obsidian kommt ebenfalls in den Klüften bei der Einsenkung in der Askja vor, auch spie dieser Vulkan im Jahre 1876 eine Menge liparitischen Bimsstein, Glasfäden und Glasstücke aus. Auf dem Hochlande,

---

[1]) Fr. Johnstrup: Om de vulkanske Udbrud og Solfatarer in den nordöstlige Del af Island, S. 8—9. H. Bäckström: Geol. Fören. Förh. XIII, 1891, S. 660—63. Vom Hlídarfjall herabgestürzte Liparitblöcke werden bereits von C. W. Paijkull erwähnt (Islands bergsbyggnad, S. 44).

[2]) Johnstrup: A. a. O., S. 10. Helland: Studier, S. 90. Schierlitz: S. 14—15. Die Gesteine sind von R. Bunsen analysiert worden, Poggend. Annalen 1851, Bd. LXXXIII, S. 212, und von Forchhammer: Oversigt over det Kgl. danske Vidensk. Selskabs Forhandlinger, 1842, S. 50.

nördlich vom Vatnajökull, habe ich sonst nicht die geringste Spur von Liparit entdeckt, nicht einmal Liparitgeröll an den Flüssen oder in den Moränen der Gletscher, weshalb anzunehmen ist, daß dieses Gestein sehr selten in diesen Gegenden vorkommt. Jedoch soll nach W. L. Watts Bericht[1]) oben in der Mitte des Vatnajökull ein Nunatak aus Liparit, sphärolitischem Obsidian und Bimsstein vorhanden sein. Diese Felsenspitze, von Watts Mt. Paul genannt, mit einer Höhe von 48 m über der Firnoberfläche und ca 1400 m ü. M., scheint jedoch südlich von der Mitte des Vatnajökull zu liegen, weshalb man nicht erwarten kann, Bruchstücke von derselben in den Moränen auf der Nordseite zu finden.

Im östlichsten Teile der Tuffpartie nördlich vom Vatnajökull, der vom geographischen Gesichtspunkte aus eher dem Ostlande angehört, habe ich an einigen Stellen Liparit gefunden, unter andern im Berge Snæfell. Dieses vereinzelt stehende, 1822 m hohe Gebirge ist aus Tuff und Breccie aufgebaut, aber scheint von einem gewaltigen Liparitgang durchgespalten zu sein. Vom Snæfell aus erstreckt sich eine doppelte Reihe niedriger Tuffgebirge nach S (Thjófahnúkar), zwischen denen sich ein Tal befindet; in dieses Tal führt vom Snæfell ein hoher Tuffrücken hinab, der sich aufwärts durch das Hauptgebirge fortsetzt und hoch oben unter dem Rande der Gletscher an der Nordseite an die Oberfläche tritt; von hier führen Gletscherflüsse Liparitgeröll in die Niederung hinab. Wahrscheinlich war die alte vulkanische Tätigkeit des Snæfell an eine Spalte von S nach N gebunden, die Asche und Schlacken ausgespieen hat, deren Ausbruchstätigkeit aber abgeschlossen wurde, indem sich ein an Kieselsäure reiches, zähflüssiges Magma, der Liparit, hervorzwängte und in der Spalte erstarrte, wodurch ein Gang gebildet wurde, der zukünftigen Eruptionen eine Grenze gesetzt hat[2]). Möglicherweise hat dieser Liparitausbruch in postglazialer Zeit stattgefunden; im Zusammenhang hiermit kann erwähnt werden, daß sich eine Schicht von liparitischem Bimsstein in der Nähe von Snæfell 15—16 cm unter dem Erdreich, und 50—60 cm tiefer eine Schicht von basaltischen Scorien befindet. Vielleicht sind diese vulkanischen Schichten jünger als der Liparitausbruch des Snæfell. Am östlichen Ende des Vatnajökull bei dem Berge Geldingafell befindet sich ein kleineres Tuffgebiet, das an mehreren Stellen von Liparitgängen durchbrochen ist. Kleine Liparitflecken sind im Geldingafell gegen S und N, sowie auf der östlichen Seite des Vesturdalur und an mehreren Stellen bei Vatnadæld und in Markalda vorhanden. Sämtliche scheinen jedoch kleinere, verhältnismäßig junge Gänge zu sein, da sie sowohl Basalt als auch Breccie durchbrochen haben.

Nirgendwo sind in Island so zahlreiche und große Liparitdurchbrüche vorgekommen, wie in der Basaltformation des Ostlandes. Nördlich vom Vopnafjördur ist jedoch kein Liparit gefunden worden, dahingegen unmittelbar in dem 10—1200 m hohen Basaltplateau, das den Vopnafjördur vom Hjeradsflói trennt, wo der Liparit an mehreren Orten sowohl im Smjörfjall (1211 m) und draußen am Meere vorkommt; diese Liparitfundorte sind jedoch wenig bekannt. In der äußersten Landzunge Kollumúli ist der Liparit überwiegend nach dem Meere zu vorhanden, kommt aber auch in Búr in der Nähe des Berges Vindfell[3]) vor, auch befindet sich ein kleiner Gang im Krossavíkurfjall. Südlich vom Hjeradsflói befindet sich einer der größten Liparitflecken auf Island, der ein Areal von ca 190 qkm umfaßt. Der Liparit bildet hier das Hauptgestein, was schon beim Vorübersegeln von der See aus bemerkbar ist, doch kommt auch Basalt, wenngleich in untergeordneteren Partien und Einlagerungen vor. Bereits in den Ósfjöll, südlich von der

---

[1]) W. L. Watts: Across de Vatna Jökull. London 1876, S. 37. 8°.

[2]) Ähnliche Pfropfen von kieselsäurereichem Magma haben die Ausbruchstätigkeit einiger Krater im Mono-Valley in Kalifornien abgeschlossen (J. C. Russel im VIII. Rep. U. S. Geol. Survey, Bd. I).

[3]) Über Liparit vom Vopnafjördur siehe Schmidt: A. a. O., S. 769—71.

Hjeradssandur sind mehrere Gänge und Einlagerungen von Liparit östlich vom Gehöft Ós vorhanden, aber der Basalt ist doch vorherrschend. In Njardvík, südlich vom Bergrücken, tritt der Liparit in größeren Massen auf; die äußeren Berge an der nördlichen Seite von Njardvík bestehen hauptsächlich aus Liparit, in der Mitte des Gebirgsabhangs befindet sich aber eine von Liparitgängen durchsetzte Basalteinlagerung; an der äußersten südlichen Seite tritt nach dem Meere zu der Basalt an die Oberfläche, während oberhalb Njardvíkurskridur der Liparit den obersten Teil der Gebirge bildet, während der unterste aus Basalt besteht. Wo der Liparit bei der Bucht Njardvík in Felsklüften untersucht wurde, war er meistens von alten Fumarolen dekomponiert. Die hohen Gebirge am Beginn des Tales sind aus Basalt aber mit kleineren Einlagerungen und Gängen aus Liparit versehen. In der Schlucht Skemmugil, an der nördlichen Seite der Bucht Njardvík — zwischen Skjaldarfjall und Tófjall — finden sich ebenso wie in Alptavík große Sphärolithen (baggalutar). Südlich und östlich vom Borgarfjördur tritt der Liparit massenweise auf, so daß die Gebirge fast ausschließlich aus diesem Gestein aufgebaut sind, nur ganz vereinzelt kommen Einlagerungen von Basalt vor, der in größeren Massen nur in den Bergen außerhalb Höfn, aber auch hier mit kleineren Einlagerungen und Gängen von Liparit zu finden ist. Die Berge sind ihrer äußeren Gestalt nach den Basaltgebirgen sehr unähnlich und sind von rötlichgelber und bleicher Farbe, mehr durchklüftet und spitzer; ihre Oberfläche ist von Liparitschutt und kantigen Bruchstücken bedeckt, auch ist das Gestein an sich selbst loser und wird leicht vom Frost zersprengt. Häufig ist der Liparit infolge der hier tätig gewesenen Fumarolen zu Ton umgebildet, oft ist auch Schwefelkies in glitzernden Würfeln ausgeschieden, wie z. B. im Gullklöpp zwischen Glettinganes und Kjólsvík. Feste Liparitfelsen kommen nur selten vor und dann besonders in den obersten Gipfeln und in den Felsabhängen nach dem Meere zu, wie in den steilen, hellroten Liparitfelsen in Brúnavík. Die vielen verzweigten Täler in diesen Liparitgegenden sind sämtlich V-förmig gestaltet und gleichen nicht den Basalttälern; die in den nahegelegenen Basaltgebirgen so allgemein vorkommenden Kare fehlen sämtlich in den Lipariten.

In der Bucht Húsavík erhält der Basalt wiederum das Übergewicht, jedoch sind auch hier bedeutende Liparitmassen, wie in den Bergen Hvítserkur und Leirufjall vorhanden. Der Hvítserkur besteht größtenteils aus weißer und hellroter Liparitbreccie, durchsetzt von schmalen, schwarzen Basaltgängen, die sich hinauf in die Basaltdecken ziehen, welche den obersten Teil des Berges bedecken; im unteren Teile finden sich ebenfalls Basaltdecken mit schwachem Falle nach NW. Der Hvítserkur ist durch einen Liparitrücken mit dem Leirufjall verbunden. Sowohl vom Hvítserkur her als auch nördlicher erstrecken sich Ströme von Liparitblöcken von schalenförmigen Vertiefungen in den Gebirgen abwärts. Der Liparit tritt ebenfalls auf den Landzungen an der Bucht Húsavík auf, in Skálanes an der Nordseite und bei der Álptavík an der Südseite; an beiden Orten scheinen sich Überreste von größeren Lipariteinlagerungen zu befinden, welche teilweise vom Meere fortgespült sind. Das Vorkommen des Liparits in Álptavík ist besonders interessant, aber der Ort ist nicht leicht zugänglich. Ich besuchte denselben am 3. September 1894, nachdem schon C. W. Paijkull 1865[1]) dort gewesen war. Zu dem kleinen Einschnitt Álptavík, der von steilen Gebirgen umgeben ist, kann man nur zu Fuß gelangen. Wir bestiegen den 390 m hohen Gebirgsrand hinter Álptavíkurtindur, drangen darauf durch eine schmale Felsenkluft vorwärts und über steile Abhänge zu einem kleinen Tale hinab. Hier mußten wir sehr vorsichtig sein, da der Untergrund aus Felsen, die Oberfläche aber aus losem Schutt besteht, das leicht in Bewegung kommen kann. Das hochgelegene, kleine, halb-

[1]) C. W. Paijkull: En Sommer i Island. Kopenhagen 1867, S. 208f. Islands bergsbyggnad, S. 44.

kreisförmige Tal, welches wir jetzt erreicht hatten, wird nach dem Meere zu von steilen Felsen abgeschnitten. Der obere Teil des Álptavíkurtindur besteht aus Basalt, aber der untere bis zu einer Höhe von 270 m aus Liparit. Der Gipfel des Gebirges ist von Basaltgängen mit verschiedenartig gestellten Säulen durchsetzt, und der Bergabhang nordöstlich von dem kleinen Tale fällt senkrecht ab, indem er von der Seite eines Ganges gebildet wird; der leiseste Ruf entlockt dieser Wand ein ausgezeichnetes Echo. Auf der Grenze zwischen Basalt und Liparit befindet sich eine eigentümliche Lage von großen Sphärolithen, Quarzkugeln von der Größe altmodischer Flintenkugeln von großem Kaliber, auswendig mit einer roten oder grünen Kruste bekleidet; sehr häufig sind diese Kugeln zusammengewachsen oder sie haben die Form von größeren, nierenförmigen Aggregaten; diese Steine sind bereits von E. Olafsson als Kuriositäten[1]) erwähnt worden.

Am Lodmundarfjördur tritt der Liparit an vielen Stellen zu oberst in den Gebirgen über dem Basalt auf, wie z. B. im Nordurdalur und im Midfell und Karlfell. Die Berge zwischen dem Borgarfjördur und Hraundalur am Kækjuskörd bestehen beinahe ausschließlich aus Liparit, der im W vom Basalt, mit Liparitgängen durchsetzt, gedeckt ist. Der Liparit ist hier zum großen Teile intrusiv. Vom Berge Skúmhöttur erstreckt sich der früher beschriebene Blockstrom »Hraun« quer über das Tiefland des Lodmundarfjords an den Talmündungen vorüber. Zwischen dem Lodmundarfjördur und Reydarfjördur bildet der Basalt auf einer längeren Strecke das Hauptgestein, jedoch tritt der Liparit in erheblichen Massen stellenweise in den Küstenfelsen nach dem Meere zu hervor, woselbst er seiner hellen Farbe wegen die Aufmerksamkeit der Seefahrer auf sich lenkt. Zwischen Dalatangi und Skálanes außerhalb Seydisfjördur ist eine linsenförmige, 100—200 m dicke, blaßrote Lipariteinlage vorhanden, welche bis zum Gipfel des Berges hinauf von vielen Basaltgängen durchsetzt ist. Über dem Liparit befindet sich zusammenhängender Basalt in Decken mit einem Falle von 4° nach NW. Unter der Hauptmasse des Liparits sind mehrere dünne Liparitlagen abwechsend mit Basalt vorhanden. In Bardsnes, südöstlich vom Vidfjördur, finden sich ebenfalls mächtige Liparitbildungen, welche vielleicht ursprünglich mit denen von Dalatangi zusammenhingen. Auf dem Wege nach Bardsnes längs dem Vidfjördur befinden sich die Liparitfelsen Raudubjörg (70—100 m), welche aus weiter Ferne vermittels ihrer roten, gelben und grünen Farben in die Augen fallen, aber am stärksten auf der verwitterten Oberfläche leuchten, während das Gestein inwendig in der Regel weiß oder grau ist. Auf der Grenze zwischen Basalt und Liparit sind dicke Pechsteinlagen vorhanden. Der Liparit ist in großen Säulen abgesondert, die sich in Platten spalten, und die Felsen sind von 3—4 schmalen, gekrümmten Basaltgängen durchsetzt. In Bardsnes selbst, von Horn bis Sandvík, sind die Liparitmassen noch dicker und breiten sich mehr aus, auch treten dieselben hier mit einer außerordentlichen Variation in Zusammensetzung und Struktur, sowie mit einem wirklichen Chaos von Farben hervor. Der Liparit, welcher sich dicht, schiefrig, sphärolithisch, geschlackt und bimssteinartig zeigt, ist von vielen Basaltgängen durchsetzt. Liparitbreccie und Tuff kommen ebenfalls allgemein vor, ferner finden sich größere Partien von dichtem und porphyritischem Pechstein, Obsidian, Perlit u. a. m. Zwischen Skriddalur und Reydarfjördur ist eine größere Partie von liparitischem Gestein vorhanden, die Gebirge auf der östlichen Seite von Skriddalur (Stóra und Litla Sandfell, Eyrarteigsfjall und Jórunnardalsfjall) sind zum großen Teile aus Liparit aufgebaut, auch sind die Schuttflächen bei Grimsá ganz hell von liparitischen Rollsteinen. Im Sommer 1882 reiste ich quer durch diese Liparitstrecke, durch Jórudalur und Hall-

---

[1]) E. Olafsson: Rejse gjennem Island II, S. 803 f. Die Sphärolithen sind ebenfalls von Schmidt beschrieben worden, a. a. O. 771—72.

steinsdalur. Die Liparitmassen sind von Basaltdecken, mit der Neigung von Liparitzentren nach außen, gedeckt. Der Liparit ist von unzähligen, unregelmäßigen Basaltgängen, die sich häufig kreuzen, durchwebt. Bei Hallsteinsdalur sind große Liparitstrecken von einer 15—20 m dicken Pechsteinlage gedeckt. Das Gestein ist auch hier von sehr verschiedenartiger Färbung und Struktur, stellenweise ist der Liparit säulenartig abgesondert mit drei-, vier- und fünfkantigen Säulen von 1—1½ m Länge, an anderen Stellen sind große Strecken von losen, klingenden Platten gedeckt, an einigen Stellen ist das Gestein schiefrig und von holzartiger Struktur, anderweitig stark dekomponiert und in Ton verwandelt. Es sind viele Pechsteingänge mit Liparitbreccie an ihren Grenzen usw. vorhanden. Am Reydarfjördur tritt der Liparit in kleineren Einlagen und Gängen auf, so findet sich zwischen Eskifjördur und Helgustadir längs der Küste ein rotes und grünes liparitisches Gestein, das sich in dünne, klingende Platten[1]) spaltet, und an der Südseite des Fjords scheinen kleinere Liparitgänge ziemlich allgemein zu sein, und an mehreren Orten bemerkte ich Liparitgeröll in den Flußbetten (z. B. bei Borgargerdi, Eyri, Berunes und Hafranes). Bei Hafranes erstreckt sich ein kleines Tal (Breiddalur) zwischen den Gebirgen hinauf, und hier ist fester Liparit im Ljósafjall, Bungufjall und in Ljósrófur vorhanden. Auf der nördlichen Seite des Fáskrúdsfjords wurde Liparit bei Brimnesgerdi und Kappeyrarmúli bemerkt; auf der südlichen Seite des Fjords befindet sich ein großes, kegelförmiges Liparitgebirge, Sandfell genannt (773 m); anstehend gegen die südliche Seite desselben liegen auf dem Liparit Basaltdecken mit der Neigung von 35° gegen S, während sonst auf beiden Seiten des Fjords die Basaltdecken ca 5° nach dem Lande zu abfallen. Unmittelbar vor Merki wurde ein 3—4 m dicker Liparitgang mit der Richtung N 20° O bemerkt. Auf der nördlichen Seite des Stödvarfjords enthalten die Gebirgsbäche an mehreren Stellen Liparitgeröll, und auf der Südseite befindet sich im obersten Teile des Lambafjall ein Liparitgang, der sich vielleicht quer durch die Gebirge nach Breiddalsvík fortsetzt. Auf der nördlichen Seite der letztgenannten Bucht fand ich in einer Bergkluft innerhalb Stödvarskridur einen zusammengesetzten Liparitgang mit der Richtung N 10° O, der 4—5 m dick und auf beiden Seiten von 1—3 m dicken Basaltgängen mit horizontalen Säulen begrenzt ist; der liparitische Gangstein selbst ist mit Basaltbruchstücken angefüllt und in kleine viereckige Säulen mit 8—10 cm im Durchmesser abgesondert. Auf der südlichen Seite des Breiddalur tritt der Liparit wiederum in größeren Massen auf, namentlich bei dem Berufjardarskard[2]), wo derselbe einen großen Teil der Gebirge bis zum Boden des Sudur-Breiddalur bildet, auf dessen beiden Seiten der Liparit vorkommt, ebenso sind größere und geringere Einlagen desselben Gesteins in der ganzen Gebirgskette zwischen Breiddalur und Berufjördur allgemein. Der Liparit ist hier sehr zersetzt und oft tonartig, von vielen Basaltgängen durchsetzt, welche als Mauern in den Klüften hervortreten. In Ljósárgil fand ich u. a. lose, rötliche Blöcke von einem Granophyr, der vollständig Granit gleicht[3]). Am Berufjördur wurde ebenfalls Liparit an mehreren Orten bemerkt, so unmittelbar vor dem Gehöft desselben Namens, ebenso eine Lipariteinlage auf der südlichen Seite des Fjords dem Gehöft gegenüber, sowie dicht bei dem Gehöft Búlandsnes ein Liparitgang mit Pechstein auf den Seitenflächen. Auf der nördlichen Seite des Hamarfjords innerhalb Háls befindet sich der oft beschriebene Raudaskrida, welcher eine scharf begrenzte, intrusive Masse im Basalt bildet, ohne daß die Basaltdecken gestört zu sein scheinen. Dieselbe haben rund um den Liparitfleck eine schwache Neigung von

---

[1]) Sartorius v. Waltershausen: Physisch-geographische Skizze. Göttingen 1847, S. 95. Schmidt: a. a. O., S. 772 f.

[2]) Schmidt: A. a. O., S. 774—79.

[3]) Dieses Gestein wurde von Bäckström untersucht, a. a. O., S. 651 f.

2° vom Meere nach dem Lande hinein[1]). An der unterhalb befindlichen Küste ist es eigentümlich zu sehen, wie die Brandung die Rollsteine nach ihrem spezifischen Gewicht sortiert hat, so daß sich längs der Küste ein Strandwall von schwarzen Basalten befindet, und höher hinauf ein anderer von hellen, roten und gelben Lipariten. Auf der Halbinsel südlich vom Hamarsfjördur sind im Gebirge, über dem Gehöft Melrakkanes, zwei kleine hellrote Liparitflecke vorhanden und auf derselben Landzunge südlicher tritt der Liparit ebenfalls an der Küste zutage. Im Álptafjördur kommen größere Lipariteinlagerungen außerhalb Starmýri in Brimilsnes, sowie zwischen Melrakkanes und Geithellar vor; mehrere kleinere Einlagen und Gänge desselben Gesteins sind ferner im Geithellnadalur, im Hofsdalur und Flugustadadalur vorhanden, weshalb die Hofsá und andere Flüsse viele helle Rollsteine mit sich führen. Die zerstreuten Liparitflecke in der Südseite des Flugustadadalur scheinen sich ungefähr auf gleicher Höhe und demselben Niveau angehörig zu befinden, auch wird eine Lipariteinlage auf der nördlichen Seite von Titjutindur angetroffen.

In Lónsheidi bildet der Basalt das hauptsächliche Gestein, obwohl derselbe von einer Menge Liparitgänge durchsetzt ist. In Lón sind Liparit und Granophyr sehr verbreitet und treten daselbst sowohl in größeren Massen, ganze Gebirge bildend, als auch in Gängen und kleineren Einlagen auf. Bei Reidará, Vík, Hvalsnes, in den Tälern Slaufrudal, Endalausadal und Kastárdal sind große Massen Granophyr und viele Gänge desselben Gesteins vorhanden. In der Nähe des Stafafell sind mehrere Gebirge aus Liparit aufgebaut, wie z. B. Hafrastadatindur, Melar, Smidjunes, ferner findet sich Liparit im Ljósárdalur, in Krossnes, am Laxárdalur, bei Skálatindur und an manchen anderen Orten. Schon auf dem Wege von Lónsheidi nach dem Gehöft Vík hinab ist Liparit auf beiden Seiten vorhanden und auf der östlichen Seite befindet sich ein sehr großer Gang. Im Gebirge bei Reidará befindet sich eine beträchtliche Einlage von Liparit oder Granophyr[2]), welche den größten Teil des Gebirges einnimmt; unter dem Liparit ist ein dichter Basalt mit unzähligen, kleinen, verzweigten Liparitgängen, die oft in feinen Adern ausgesponnen sind, vorhanden; über dem Liparit liegt ebenfalls Basalt mit einer Menge Liparitgänge. Die größten Granophyrmassen werden auf der westlichen Seite von Lón nördlich von Pápos in den Tälern Endalausidalur[3]) und Slaufrudalur angetroffen. An der Mündung des ersten Tales befinden sich zwei hohe Pyramiden aus einem, dem Granit ähnlichen Gestein, je eine auf jeder Seite, während höher in dem Tale selbst Basalt vorhanden ist, der sich früher über den Granophyr erstreckt zu haben scheint. Die Verhältnisse zwischen Granophyr und Basalt sind jedoch leichter im nächsten Tale, dem Slaufrudalur, zu übersehen; über dem Granophyr befindet sich hier eine dicke Basaltdecke, welche von Gängen und Apophysen durchsetzt ist, die sich von der darunter liegenden Masse[4]) aufwärts erstrecken. Der Granophyr in Lón scheint verhältnismäßig ein junges Gestein, jünger als der Gabbro und Basalt zu sein, welche letztere von Gängen und Apophysen vom Granophyr durchsetzt sind, der ebensowenig neuere Basaltgänge zu enthalten scheint. Der Granophyr tritt in beträchtlichen Massen im Vesturhorn und Austurhorn auf, auch habe ich sein Verhältnis zum Gabbro früher kurz berührt.

Die wilde Berglandschaft oberhalb von Lón an der östlichen Ecke des Vatnajökull ist beinahe ausschließlich aus Liparit aufgebaut, wie Kjardalsheidi, Kollumúli, Saudhamarstindur, Múlatindur und Sudurfjall, ebenso besteht die Unterlage des Hofsjökull zum Teil aus

---

[1]) C. W. Paijkull: Isl. bergsb. S. 43, hier findet sich ein viel zu idealisiertes Profil. Helland: Studien, S. 86f. Schierlitz: S. 12f.

[2]) Vgl. Helland: Studien, S. 84f.

[3]) A. a. O., S. 83f.

[4]) Der Granophyr im Endalausidalur ist zuerst von Sveinn Pálsson im Jahre 1794, später von E. Robert 1836 bemerkt und petrographisch von A. Helland (Studien, S. 83f.) beschrieben worden.

Liparit, der in den schwindelnden Klüften der Flüsse Vididalsá und Jökulsá hervortritt. Hier ist der Liparit von mächtigen Basaltbildungen, deren Decken nach dem Innern zu fallen, gedeckt, ebenso befinden sich auf einigen der höchsten Bergspitzen, wie Saudhamarstindur, Basaltdecken. Der Weg von Lón zum Vididalur führt im Tale der Jökulsá zuerst über Ebenen von grobem Liparitschutt und auf der Nordseite des Flusses liegt bei Smidjunes ein Höhenrücken aus Liparit und etwas nördlicher bei Valskógsnes hat die Jökulsá einen Liparitgang durchbrochen. In den malerischen Klüften an den Flüssen Vididalsá, Jökulsá und Hafragil tritt der Liparit in mehrere hundert Meter hohen Profilen zutage, die Liparitberge sind von Gebirgsbächen vielfach durchschnitten und bilden scharfe Rücken zwischen den tiefen Klüften. Im Kollumúli liegt der Liparit zu unterst, über demselben folgt Basalt und zu oberst Palagonitbreccie; in den unzugänglichen Klüften der Vididalsá am Ende des Kollumúli ist ein Netz von Gängen sichtbar. Der Liparit ist hier von dunklen Basaltgängen und der Basalt von hellen Liparitgängen durchsetzt, wodurch die Gebirgsabhänge ein sehr buntes Aussehen erhalten.

Auf der östlichen Seite des Hornafjördur, bei dem Bezirk Nes, tritt der Liparit ebenso allgemein auf wie bei Lón, sowohl in großen und kleinen Einlagerungen als auch in Gängen. Einige größere Gebirgsmassen nordwestlich vom Laxárdalur sind beinahe ausschließlich aus Liparit, von vielen Pechsteingängen durchsetzt, aufgebaut, wie z. B. Ketillaugarfjall und Krossbæjartindur, während andere hauptsächlich aus Basalt mit einem Wirrwarr von schmalen Liparitgängen bestehen, wie z. B. Skálatindur und Arnartungur; außerdem ist ein kleiner Liparitfleck im Hoffelsfjall und dicke Pechsteinlagen sind in Gardsey (im Skardsfjördur) vorhanden. Dagegen tritt der Liparit viel seltener westlich vom Hornafjördur in den Randgebirgen des Vatnajökull auf, obwohl ich kleine Liparitflecken in den Basaltgebirgen auf beiden Seiten des Heinabergsjökull und im Beginn des Kálfafellsdalur bemerkt habe, dahingegen wird dieses Gestein in Öræfi mehr allgemein. Der große Vulkan Öræfajökull hat in der Vorzeit bedeutende Liparitausbrüche gehabt, in den südöstlichen Randgebirgen des Vulkans tritt der Liparit in größeren Massen auf, indem er die Palagonitbreccie durchbricht; der obere Teil des steilen Gebirges zwischen den Stígár- und Hólsárgletschern besteht aus Liparit, und ebenso scheint die hochgelegene Spitze Hnappur aus demselben Gestein aufgebaut zu sein, sowie eine kleinere Felsenspitze, welche sich in dem Eise östlich von Hnappur befindet; dasselbe Gestein tritt in den Bergen Stadarfjall und Kvískersfjall auf, welche beide zu den Randgebirgen des Öræfajökull gehören, auch führt der Gletscher am Svínafell in Öræfi Stücke von sphärolitischem Obsidian hinab. Wahrscheinlich hat der Öræfajökull in historischer Zeit liparitische Ausbrüche gehabt und in der Umgegend findet sich überall unter dem Erdreich heller Bimsstein, am häufigsten jedoch östlich von Hnappavellir. Wahrscheinlich rührt dieser Bimsstein von einem heftigen Ausbruch in der Mitte des 14. Jahrhunderts her, von dem erzählt wird, daß der Bimsstein massenweise auf dem Meere schwamm und nach dem West- und Nordlande getrieben wurde. Die Gebirgsspitzen nördlich vom Jökulfell, Fúsadalseggjar und Færines bestehen zum großen Teil aus Liparit und im südlichsten Teile des Jökulfell in der westlichsten Ecke dieses Berges befindet sich ein großer Liparitgang, an dessen Grenzen warme Quellen mit der Temperatur von 60° C vorhanden sind.

Im Vestur-Skaptafellssyssel ist der Liparit in festem Felsen nicht bemerkt worden, auch beweist schon das Flußgeröll, daß der Liparit hier selten vorkommt, denn nirgends habe ich hier die leicht kenntlichen liparitischen Rollsteine gesehen mit Ausnahme einiger kleiner Steine auf der Sandfläche Brunasandur und am Hverfisfljót, woselbst die Steine wahrscheinlich vom Vatnajökull herrühren, wo Liparit und Obsidian u. a. im Mt. Paul vorkommen und wahrscheinlich vielfach unter den Eismassen vorhanden sind. Mitten auf dem Hoch-

lande, in den Ausläufern des Túngnafellsjökull, den sogenannten Hágöngur, sind blaßrote Bergspitzen sichtbar, die wahrscheinlich aus Liparit bestehen, jedoch bin ich nicht an Ort und Stelle gewesen. In den Nunataks Kerlingar im Skaptárjökull entdeckte ich aus der Entfernung einen helleren Fleck; ob derselbe aus Liparit besteht, ist unsicher. Am oberen Laufe der Tungná fand ich jedoch Rollsteine aus Liparit, und im Geröll am Vatnakvísl am Fiskivötn kamen kleine Bruchstücke desselben Gesteins vor; demnach müssen wahrscheinlicherweise Liparitgänge oder Einlagerungen nahe bei den Quellen der Tungná vorhanden sein. In den Einöden an der Grenze von Vestur-Skaptafellsýsla und Rangárvallasýsla tritt der Liparit in sehr großen Massen auf, indem die Unterlage der Gletscher des Torfajökull beinahe ausschließlich aus diesem Gestein besteht. Die Liparitgebirge besitzen hier eine große Ausdehnung und Mächtigkeit. Die über 1000 m hohen Gebirge sind nur an den Abhängen von kleinen Tuffmassen bedeckt. Leider habe ich die geologischen Verhältnisse dieser Liparitmassen nicht nach Wunsch untersuchen können, die umliegenden Gegenden waren beinahe gänzlich von Pflanzenwuchs entblößt, auch war die Witterung sehr launenhaft. Um den Torfajökull zu untersuchen, muß man dem Zwecke entsprechend ausgerüstet sein und einen ganzen Sommer zur Arbeit verwenden. Bei meinen kurzen Besuchen habe ich nur ein wenig von den Randgebirgen des Torfajökull gesehen, den östlichen Teil 1893 und einen Teil des nordwestlichen 1889. Nähert man sich dem Sydri-Ofæratal von O, zeigen bereits die dort befindlichen Rollsteine, daß man sich Liparitgebirgen nähert, auch haben andere Flüsse, die im Torfajökull entspringen, Liparitgeröll nach allen Seiten verstreut. Ursprünglich war der Torfajökull ein Liparitmassiv, welches allmählich von der Erosion durchschnitten wurde, so daß eine Menge isolierte Gebirge den Jökel in unordentlichen Gliedern umgeben. Das Hauptgebirge ist ebenfalls durch tiefe Täler und Klüfte, die mit Schnee angefüllt sind, in kleinere Partien geteilt; die äußeren Randgebirge sind teilweise von Palagonittuff und Breccie aufgebaut. Stellenweise sind die blaßroten und gelben Liparite von Fumarolen umgebildet worden, auch sind sowohl oben als auch unten im Torfajökull warme Quellen, alkalische und Solfataren vorhanden. Im Sommer 1893 brachte ich einige Tage im Zelte bei Hitalaug (630 m ü. M.) am östlichen Ende der Randgebirge des Torfajökull zu. In einer Kluft dicht am Zeltplatz wurde Liparitbreccie mit Obsidianstücken unter einer Lage von Palagonitbreccie bemerkt; in anderen, höher gelegenen Klüften wechselten Lagen von Liparittuff und Liparitbreccie mit Palagonitbreccie und einzelnen Basaltdecken mit der Neigung nach NO ab. Am 29. Juli bestieg ich den zunächst liegenden Bergrücken, einen Ausläufer der Unterlage des Torfajökull, mit einer Höhe von 956 m. Der aus Liparitbreccie bestehende Berg, mit kleinen umhergestreuten Obsidianstücken in der Oberfläche, bot eine gute Aussicht über den östlichen Teil des Torfajökull, und es zeigte sich, daß alle aus dem Eise hervorragenden Rücken und Spitzen aus gelbem und blaßrotem Liparit bestanden, während mehrere der niedrigeren Gebirge, welche sich dicht um das Hauptgebirge gruppieren, aus Palagonitbreccie aufgebaut waren. Etwas weiter vom Torfajökull entfernt tritt der Liparit aus dem Tuffe in kleineren Flecken hervor, so fand ich im südöstlichen Teile von Hólmsárhálsar Liparit und bei Tjaldgil Liparitbreccie. Das steile Gebirge Kirkjufell, nordöstlich vom Torfajökull, besteht aus Liparit, der zu oberst von dunklen Felsen, wahrscheinlich Pechstein oder Obsidian, gedeckt ist; die Berge in der Nähe sind ebenfalls liparitisch und bilden Ausläufer des Torfajökull. Auf der Nordseite sind Barmur und andere Randgebirge ebenfalls aus Liparit aufgebaut, auch zeigt sich im Jökulgil kein anderes Gestein. In den Klüften finden sich hier warme Quellen, ebenfalls unter Schnee und Eis, wo dieselben große Löcher geschmolzen haben. Auf der Südseite steigen aus dem Flußbett des Markarfljót an vielen Stellen warme Dämpfe auf, namentlich in der Nähe von Hrafntinnu-

hraun. Im Jahre 1889 besuchte ich eine Kluft des Torfajökull, in Ljósutungur, nördlich vom Lauffell gelegen. Wir ritten zuerst durch ein großes Schneetor, das von einem Gebirgsstrom durch einen gewaltigen Schneehaufen ausgehöhlt war. Mitten in der Kluft befanden sich dicht nebeneinander zwei warme Quellen, die unter Tosen und Heulen zwei mächtige Dampfsäulen durch enge Öffnungen ausstießen, und an den nächsten Abhängen hatte sich infolge der warmen Dämpfe ein wenig Vegetation gebildet. Die bedeutendsten alkalischen Quellengruppen finden sich auf der Nordseite bei Laugahraun und auf der Ostseite bei Hitalaug. Die merkwürdigen liparitischen Lavaströme, welche von den Kratern und Spalten der Randgebirge des Torfajökull herstammen, wurden früher besprochen.

In den Tuff- und Brecciegebirgen nordwestlich vom Torfajökull sind mehrere kleinere Liparitflecken vorhanden. Der Bergrücken, welcher das liparitische Lavafeld Námshraun in zwei Armen ausgegossen hat, besteht aus einem gelblichen Liparit und Liparitbreccie, und in Mógilshöfdar und den Bergen Raudfossafjöll fand ich mehrere kleinere Liparitdurchbrüche in der Breccie. In Mógilshöfdar tritt dieses Gestein mehrfach in den Klüften zutage und gleichfalls in einem kleinen Gebirge südlich von Sáta. Das schönste Liparitprofil[1]) ist in den Raudfossafjöll, eine kurze Strecke südlich von Helliskvísl vorhanden; hier stürzt sich ein Gebirgsbach mit einem hübschen kleinen Wasserfall über senkrechte Liparitfelsen hinab, denen das Wasser einen rötlichen Überzug verliehen hat, woher der Name Raudfossar stammt, der vom Wasserfall auf das Gebirge übergegangen ist; ersterer breitet sich fächerförmig über die Liparitfelsen aus. Das Hauptgestein bildet graulichweißer Liparit, der von einer leichten, mit Bimsstein vermischten Palagonitbreccie überlagert ist. Ein großer Teil der Felsen besteht aus verschiedenartig gebogenen, dünnen Liparitdecken, die wiederum in kleinen Säulen abgesondert sind, welche nach den Biegungen der Decken alle möglichen Stellungen angenommen haben. Hier und da sind grüne und schwarze Pechsteingänge oder kleinere Ablagerungen von Liparitbreccie vorhanden; in der tiefen Kluft unterhalb des Wasserfalls haben sich Proben von allen möglichen Varietäten dieser Gesteine angesammelt. H. Bäckström hat den Liparit und Pechstein von diesem Fundorte[2]) petrographisch und chemisch untersucht. Östlich vom Raudfossar kommt stellenweise etwas Liparit in den Gebirgsabhängen vor, und oben auf dem Rande des Gebirges befinden sich einige große, rötliche Schlackenkrater. Dicht unterhalb des Wasserfalls liegt ein alter, niedriger, aber sehr umfangreicher Krater von elliptischer Gestalt; es scheint fast, als ob der liparitische Gebirgsabhang erst während der Erdbeben und Veränderungen, welche bei der Entstehung dieses Kraters stattgefunden haben, entblößt worden ist. Der große Riß, auf welchem dieser Krater entstand, kann noch etliche Kilometer nach NO verfolgt werden, indem die Ränder der Ausbruchsspalte durch Scorien und Lavaschutt hindurchschimmern. Südlich vom Torfajökull habe ich nur in dem vereinzelt stehenden Lauffell Liparit gefunden, welcher Berg hauptsächlich aus Palagonitbreccie besteht, aber in dessen nordwestlichem Abhang einige Einlagerungen von einer gelblichen Breccie mit grünen Pechsteinbrocken vorhanden sind. In den Randgebirgen des Mýrdalsjökull habe ich ebenfalls Liparit bemerkt, der vielleicht in Thorsmörk vorkommt, was aber unsicher ist, da ich nur aus der Entfernung oben einen Liparitfleck wahrzunehmen glaubte, den Ort aber nicht besucht habe.

In dem vulkanischen Thjórsárdalur, westlich von der Hekla, tritt der Liparit an drei Stellen, in Raudukambar, Fossalda und im Skeljafell zutage. In einem Gebirgszug, welcher Fossárdalur vom Sandárdalur trennt, findet sich der Liparitrücken Raudukambar,

---

[1]) Geol. Fören. Forh. XIII (1891), S. 616.
[2]) H. Bäckström: Beiträge, S. 653—58.

welcher beinahe ausschließlich aus Liparit mit etlichen kleinen untergeordneten Einlagerungen von Basalt besteht; jedoch tritt hier der Liparit selten im festen Felsen auf, da das ganze Gebirge in eine Decke von losem Liparitschutt gehüllt ist; zu oberst im Gebirge tritt der Liparit in graulichen Platten zutage und hier ist eine Einlage von dichtem Basalt mit 20—30° Abfall nach S vorhanden. Im Berge **Fossalda**, in der Fortsetzung des Raudukambar, sind Einlagen von Liparit angetroffen, die ebenfalls stellenweise bei Sandárdalur vorkommen; in der tiefen Stromkluft Fossárgil, wo sich die Fossá mit einem hohen Wasserfall in das Tal hinabstürzt, ist der steile Gebirgsabhang an der östlichen Seite aus grünlichem Liparittuff und Liparitbreccie aufgebaut, welche Gesteine von unzähligen unregelmäßigen Basaltgängen durchschwärmt sind. Der Tuff ist in Schichten geteilt mit der Neigung nach SW und W. Der Liparittuff ist von Dolerit in großen Säulen bedeckt, und in den Felsen sind viele Sprünge und mehrere Dislokationen und Staffelbrüche sichtbar. In gleicher Spaltenrichtung findet sich eine warme Quelle in Reykholt[1]). In der westlichen Seite des Tales befindet sich hoch oben im Skeljafjall ein Liparitfleck, jedoch tritt das feste Gestein nicht zutage, dahingegen sind zu oberst lose und dünne Liparitplatten und weit unten schöne Liparitsäulen vorhanden. Die Hauptmasse des Berges besteht aus Palagonitbreccie. G. G. **Winkler** besuchte Fossárdalur im Jahre 1858 und hat verschiedene Profile von dort beschrieben[2]).

Oben auf dem Hochlande, das hier eine Höhe von 500—600 m besitzt, haben am Rande des Hofsjökull in den **Kerlingarfjöll** sehr bedeutende Liparitdurchbrüche stattgefunden. Diese Berge, 30—40 km nördlich vom Fossárdalur gelegen, waren merkwürdigerweise noch niemals von Geologen besucht worden, als ich 1888 dorthin kam, obwohl sich dieselben in der Nähe von Kjalvegur befinden, welcher Weg doch häufig von Reisenden zwischen dem Süd- und Nordlande benutzt wird. Die Kerlingarfjöll sind 1250 m hoch und bestehen aus zwei parallelen, schmalen Hauptketten und mehreren kleineren, die schon aus weiter Ferne in die Augen fallen, indem sie sich mit ihren roten, braunen, gelben und weißen Zacken steil vom Hochlande erheben. Der unterste und südlichste Teil der Berge ist von dicken Massen Palagonitbreccie bedeckt, aus welcher die Liparitspitzen hervorragen. In den südlichsten Bergstürzen, welche ich besuchte, war der Liparit sehr hell und porös mit zahlreichen, langgestreckten Blasen, und unzählige Obsidianbrocken lagen umhergestreut. In den Hauptketten ist die Oberfläche, wo dieselbe nicht unter Gletschern und Schneehaufen verborgen ist, häufig mit großen, losen Liparitblöcken bedeckt, und selten treten die festen Felsen zutage; auf größeren Strecken wird grobe Bimssteinbreccie angetroffen und Obsidian ist hier sehr allgemein. Palagonitbreccie ist anstehend häufig mit sehr bedeutender Mächtigkeit vorhanden und deckt die Abhänge der Liparitgebirge. In den Bergen finden sich eine Menge Klüfte und Täler mit Solfataren und kochenden Tonpfützen, und auf großen Strecken ist hier der Liparit in verschiedenartig gefärbten Ton umgebildet. In den Randgebirgen des Langjökull fand ich nördlich vom **Hrútafell** an drei Stellen Liparit in kleinen Flecken, den einen unmittelbar westlich von Middalahnúkur, den anderen in dem naheliegenden Talboden zwischen der letztgenannten Felsspitze und Thröskuldur und ferner im nördlichsten Thjófafell. Der Liparit hat an diesen Stellen einen leichten, grauen und roten Tuff durchbrochen. Die Gebirgsbäche führen eine Menge helles Geröll, sowohl dichten Liparit als auch Liparitbreccie hinab, so daß wahrscheinlich bei näherer Untersuchung kleinere Einlagerungen und Gänge mehrfach in diesen Tuff- und Brecciegebirgen gefunden werden.

---

[1]) Auf meiner geologischen Karte ist das Zeichen für die Quelle durch einen Druckfehler zu weit nach W gekommen, es soll bei dem Buchstaben t in Reykholt stehen (auf der Tafel dieses Heftes verbessert).

[2]) G. G. Winkler: Island, S. 47—64, 121—24.



Der Liparit wird selten auf dem südlichen isländischen Tieflande angetroffen und fehlt eigentlich auf der Niederung selbst, tritt aber vereinzelt in den Tuff- und Breccie-gebirgen auf, welche die Niederung umgeben, oder wo sich Flüsse durch die neueren Bildungen zu dem unterhalb befindlichen Grundfelsen eingegraben haben. Im Flußgeröll der Thjórsá zeigen sich hier und da einige kleine Liparitbrocken, die aber auch von fernen Gegenden herrühren können. Die bedeutendsten Lipariteinlagerungen finden sich in Hreppar, namentlich dicht unterhalb Sólheimar in der tiefen Kluft der Laxá auf der westlichen Seite, ebenso auf der östlichen bei der Felsspitze Arnarnýpa. Der gelbe und weiße Liparit ist hier plattenförmig abgesondert, von Basaltgängen durchsetzt und tritt in stockförmigen Massen auf[1]). An der Laxá treten die Lipariteinlagerungen an mehreren Stellen zutage, und in den Abhängen[2]) am Flusse Kálfá soll ebenfalls Liparit vorkommen. Beim Gehöft Ás, südwestlich von Hruni, fand ich ebenfalls einen kleinen Liparitfleck und außerdem an einigen anderen Fundorten, nämlich in Kvernháls, nordwestlich vom Bjarnarfell, welcher auch südlicher kleinere Liparitdurchbrüche aufzuweisen hat. Zu oberst in den nordwestlichen, von Fumarolen durchkochten Felsenreihen im Hengill oberhalb Sleggjubeinsdalir finden sich in der Breccie kleinere Einlagerungen von Liparit, und Liparitgeröll ist von hier auf die Ebene bei Kolvidarhóll durch die Wildbäche hinabgeführt worden, auch ist es schon längst bekannt, daß der Laugafell bei Geysir aus Liparit besteht; er ist von mehreren Forschern untersucht worden[3]). Alle diese Lipariteinlagerungen und Gänge auf dem Südlande werden in Tuff und Breccie angetroffen und sind verhältnismäßig jungen Ursprungs, vielleicht aus dem Pliocän und etliche sogar noch jünger. Mit Ausnahme der kleinen Einlagerung im Hengil ist auf der ganzen vulkanischen Halbinsel Reykjanes keine Spur von Liparit vorhanden.

Der Liparit ist ziemlich verbreitet in der Umgegend von Faxaflói und auf Snæfellsnes; von diesen Fundorten sind die südlicheren mehrmals von Geologen untersucht worden. Bereits in der Nähe von Reykjavík tritt der Liparit in Móskardshnúkar am östlichen Ende der Esja auf und das hier vorkommende Gestein ist wiederholt von Geologen[4]) beschrieben worden. In der nächsten Umgebung, z. B. im Svínadalur, finden sich Liparitgänge wahrscheinlich im Zusammenhang mit der Hauptmasse in Móskardshnúkar. Im westlichsten Teile der Esja sind ebenfalls Spuren von Liparit und Merkmale einer bedeutenden Fumaroltätigkeit in der Vorzeit vorhanden. Am Hvalfjord in der Nähe von Brekka und Sandar werden erhebliche Liparitbildungen, jedoch zum größten Teile sehr verändert, angetroffen. Unmittelbar vor Thyrilsnes stößt man auf einen beträchtlichen Gang mit 1—1½ m langen, pechsteinartigen, schwärzlichgrünen Säulen; in der Nähe findet sich ein sehr veränderter Liparit mit ausgeschiedenem Quarz und Opal in den Spalten; teilweise ist derselbe in grauen, grünen oder roten Ton[5]) umgewandelt. In den Klüften westlich von Thyrill tritt der Liparit an vielen Stellen als gelbliche und grünliche Flecke zutage, ebenso mehrfach in den hohen Küstenfelsen auf dem Wege nach Saurbær, jedoch ist derselbe überall durch die Fumarolen der Vorzeit stark zersetzt. Lipariteinlagen sind nicht allein dicht an der Küste, sondern auch mehrere hundert Meter höher oben in den Rändern der steilen Basaltgebirge oberhalb Litli-Sandur vorhanden. Die Liparit-

---

[1]) Sartorius v. Waltershausen: Physisch-geogr. Skizze von Island, S. 98. Winkler: Island, S. 27—47. Der Liparit von Arnarnýpa ist von R. W. Bunsen analysiert (Pogg. Ann., Bd. LXXXIII, S. 201).

[2]) Winkler: A. a. O., S. 46.

[3]) Winkler: A. a. O., S. 24—27. Kjerulf: Islands geogn. Fremstilling, S. 20. Helland: Studien, S. 88f.

[4]) Sartorius v. Waltershausen: Phys.-geogr. Skizze, S. 97. Kjerulf: A. a. O., S. 27. Winkler: S. 19, 23f. Schierlitz: A. a. O., S. 13. Schmidt: A. a. O., S. 9—11.

[5]) Vgl. C. W. Schmidt, a. a. O., S. 11f.

bildungen in Skardsheidi in der Nähe von **Indridastadir** sind bereits von Th. Kjerulf[1]) und anderen beschrieben worden, aber auch anderswo in Skardsheidi an den Quellen der **Leirá** besteht ein beträchtliches Stück des Gebirges aus Liparit, auch ist ein Fleck dieses Gesteins in der östlichen Seite des **Hafnarfjall** sichtbar; vielleicht gehören diese drei Liparitpartien zu derselben Einlage, welche demnach durch einen großen Teil von Skardsheidi reicht. In den Bergen am **Húsafell** ist der Liparit ziemlich ausgebreitet, zu unterst tritt derselbe in einem Flecke im Gebirgsabhang oberhalb Hraunsás zutage, ist aber östlicher in mehreren Klüften, so namentlich am Flusse Kaldá[2]) und in Deildargil sichtbar, jedoch ist die Masse des Liparits hier wie anderswo im Verhältnis zum Basalt untergeordnet. Im Bergrücken **Tunga**, welcher die Flüsse Nordlingafjót und Hvítá trennt, kommen bedeutende Liparitmassen vor, welche von Th. **Kjerulf**[3]) beschrieben sind. Der Bergrücken zieht sich bei Kalmannstunga vorüber, wo der Liparit im **Sýrholt** zutage tritt, und endigt dann mit dem hohen Brecciegebirge Strútur. Im **Thorvaldsháls** auf der nordwestlichen Seite des Nordlingafljót findet sich in der dem Litlafljót zugekehrten Seite zu oberst im Gebirge eine größere Lipariteinlage im Basalt. In einer Kluft namens **Drangagil**, nördlich von Fljótstunga, sind große Liparitsäulen und Sphärolithen[4]) sowie umhergestreute Obsidianbrocken bemerkt worden. Der den Liparit umgebende Basalt ist schlackig und unregelmäßig, auch sind zertreut dazwischen eingeschobene Breccielagen vorhanden. Bei der Brücke des **Barnafoss**, südlich von Gilsbakki hat der Fluß Hvítá eine Kluft durch den Lavastrom und den darunterliegenden Basalt gegraben. Die Lava besitzt hier nur eine geringe Mächtigkeit, und zwischen derselben und der Basaltunterlage befindet sich eine Schuttlage. Im Basalt ist eine kleinere Lipariteinlagerung vorhanden, die allerwegen von einem Rande umgebildeten und halb geschmolzenen Basalts umgeben ist. Von diesen Fundorten werden kleine Liparitbruchstücke vom Flusse Hvítá auf das Tiefland hinabgeführt, infolge dessen kleine Liparitsteine in den Schutthügeln im Borgarfjördur recht häufig angetroffen werden. Im untersten Teile des Tieflandes **Mýrar** wurden zwischen Borgarnes und Ferjukot in etlichen aus den Mooren emporragenden Felshügeln kleine Lipariteinlagerungen zwischen Basaltdecken bemerkt. An der nördlichen Seite des **Nordurárdalur** befindet sich das große spitze Liparitgebirge **Baula** (960 m); von allen isländischen Liparitgebirgen ist dieses das bekannteste, denn es ist von fast sämtlichen Geologen, die Island bereist haben, besucht worden. Th. **Kjerulf** hat die geologischen Verhältnisse am besten geschildert, dahingegen sind die Gesteine von **Zirkel**, **Schierlitz** und **Schmidt** petrographisch untersucht und von **Bunsen** und **Kjerulf**[5]) analysiert worden. Die hellen Bergstürze im **Grjótháls**, südlich vom Nordurárdalur, sind wahrscheinlich liparitisch. Am **Geldingafell** und **Fifudalur**, nördlich vom Hredavatn, werden Liparitbreccien und Bimssteinlagen über miocänen Tonlagen mit Pflanzenversteinerungen angetroffen, welche Bildungen möglicherweise im Zusammenhang mit den Liparitausbrüchen stehen, denen der nahe gelegene Baula seine Entstehung verdankte.

In den Gebirgen zwischen Baula und Hvammsfjördur kommt der Liparit wahrscheinlich stellenweise vor, jedoch sind diese Gegenden bisher nicht genügend untersucht worden. So werden in dem vom Flusse Midá fortgeführten Geröll etliche kleine Liparitbruchstücke

---

1) Isl. geogn. Fremst., S. 29--32.

2) C. W. **Schmidt**: A. a. O., 24—28. K. **Keilhack**: Beiträge, S. 382.

3) Isl. geogn. Fremst., S. 41—43.

4) Diese Sphäroliten gleichen denen in Álptavik auf dem Ostlande, welche dort »baggalutar« oder »hredjasteinar« genannt werden, hier aber »blodstemmusteinar« heißen.

5) **Kjerulf**: Isl. gogn. Fremst., S. 33—41 und Isl. trachyt. Dannelser, S. 91—97. F. **Zirkel**: Reise nach Island, S. 314f. **Schierlitz**: A. a. O., S. 4f. C. W. **Schmidt**: A. a. O., S. 12—23. G. G. **Winkler**: A. a. O., S. 18, 19, 72—83, 152—56, 185. C. W. **Paijkull**: Isl. bergsb., S. 41f. R. **Bunsen**: Pogg. Ann., Bd. LXXXIII, 1851, S. 201.

angetroffen, die von den Bergen nördlich vom Baula herrühren müssen. Im Innersten des Hörludalur, im sogenannten Hófsfjall, findet sich eine größere Liparitpartie, und von dort hat der Fluß Skrauma eine Masse gerollte Liparitsteine in allen möglichen Varietäten bis zur Küste hinabgeführt. Ferner traf ich einen neuen Fundort für Liparit auf der südlichen Seite des Hvammsfjördur in der Nähe von Hólmlátur bei Hallargil, wo der Weg nach Raudamelsheidi hinüberführt. Hier sind außer erheblichen Massen Liparitbreccie ein sehr heller Liparit, der sich in Platten spaltet, sowie mehrere Pechsteingänge vorhanden; auch werden die großen und schönen Liparitplatten in bedeutender Menge ebenfalls an einer anderen Stelle in demselben Tale etwas westlicher, gerade südlich von Hólmlátur angetroffen. Es wurde mir erzählt, daß im Ulfmannsfell am Álptafjord helle Tonbildungen mit Schwefelkieskristallen vorhanden wären; da ich den Ort nicht besuchte, kann ich nicht entscheiden, ob es sich hier um einen zersetzten Liparit oder etwas anderes handelt.

Auf der Halbinsel zwischen dem Hvammsfjord und Gilsfjord tritt der Liparit ebenfalls an einigen wenigen Stellen auf, namentlich beim Pfarrhof Hvammur, welcher Fundort bereits früher von Winkler[1]) besucht worden ist. Die Verhältnisse zwischen dem Basalt und Liparit sind sehr verwickelt; der Liparit tritt im Gebirgsabhang oberhalb Hvammur in eingeschobenen, stockförmigen Massen mit großen Felsen, welche sich in dicke Platten spalten, auf; das Gestein ist von hellgrauer, gelblicher und rötlicher Farbe, aber auswendig dunkel angelaufen. Meistens sind die Platten senkrecht gestellt, haben jedoch häufig eine Neigung nach NO und sind zuweilen gebogen. Der Liparit besitzt eine ausgezeichnete Perlitstruktur und große schwarze Trichiten; derselbe wird hier gebrochen und als Baumaterial für Häuser und Umzäunungen verwendet, an anderen Stellen ist er jedoch so zersetzt und von Spalten durchsetzt, daß er unbrauchbar ist. Verschiedene Varietäten von Pechsteinen und Perliten sind hier ebenfalls allgemein. Auch an mehreren anderen Stellen tritt hier der Liparit im Felsen auf, so auf der östlichen Seite des Hólsfjall, und ebenso bei Skeggjadalur und Thverá zu oberst im Tale bei Hvammur. In den senkrechten Basaltmauern des Gebirges Klofningur ist in der Nähe des Gehöfts Kvennhóll eine kleinere Liparitpartie zu oberst im Gebirgsrande sichtbar, welche entweder eine Einlagerung oder ein im übrigen verhüllter Gang zu sein scheint. Beim Gehöft Skard, auf der nördlichen Seite der Landzunge, führt ein Fluß einiges Liparitgeröll mit, das möglicherweise vom Gebirge Illviti oder anderen, tiefer im Tale gelegenen Bergen herrührt. Auf der östlichen Seite der Insel Hrappsey fand ich nördlich von Kapteinsvík einen kleinen Liparitgang mit der Richtung N 75° O, einer Dicke von ca 6 m und auf den Kontaktflächen Pechstein; der Gang erstreckt sich quer über die Insel und tritt bei Stekkjarvogur auf der westlichen Seite zutage, während dessen Fortsetzung nach O in der nahegelegenen Insel Purkey sichtbar ist.

Auf Snæfellsnes wird der Liparit auf beiden Seiten der Gebirgskette und vielleicht auch stellenweise oben unter den höchsten Gebirgsrücken und Spitzen angetroffen, die jedoch bisher nur wenig bekannt sind. So wurde mir erzählt, daß die Berge Ljósufjöll, westlich vom Hnappatal aus einem hellen Gestein beständen, das der Beschreibung nach Liparit[2]) sein muß; Nebel und Regen verhinderten mich, jedoch diese Berge zu untersuchen. Auf der nördlichen Seite der Gebirgskette befindet sich in der Nähe von Stykkisholm der bekannte Berg Drápuhlidorfjall, welcher bereits von älteren Reisenden, wie E. Olafsson und G. S. Mackenzie[3]) beschrieben worden ist. Der Berg läuft als ein Vorgebirge von der Gebirgskette aus, die hier hauptsächlich von Breccie gedeckt ist, der Basalt tritt zu

[1]) G. G. Winkler: Island, S. 71, 149—52. Bäckström: S. 660.

[2]) Vgl. Jón Hjaltalin: Sæmundur fródi I, S. 34.

[3]) Eggert Olafsson: Rejse gjennem Island I, S. 289—93. — G. S. Mackenzie: Travels in Iceland 1810, 2. Ausg., Edinburgh 1812, S. 187, 368—70.

unterst im vordersten Teile des Berges hervor und bildet die Grundlage für den Liparit, der wiederum gegen S von der Breccie gedeckt ist. Im vordersten Teile des Drápuhlídarfjall befindet sich eine sehr große, kesselförmige Vertiefung oder Tal, namens Beinadalir, und von hier aus streckt sich eine große, dicke, stromartige Schuttkuppel aus Liparit nach dem Tieflande zu abwärts. Die Oberfläche besteht aus einem Chaos von unzähligen Liparitfelsstücken, welche kleine Hügel und wellenförmige Rücken bilden; die Oberfläche sämtlicher liparitischen Lavaströme auf dem Südlande ist mit Obsidian und Bimsstein bedeckt, wovon hier jedoch keine Spur zu finden ist, eher gleicht der kuppelförmige Strom einem gewaltigen Bergsturz, der vom Gebirge losgebrochen ist, wodurch die Vertiefung Beinadalir entstand. Unmittelbar oberhalb des Gehöfts Drápuhlíd befindet sich neben dem Schuttstrom zwischen zwei Klüften ein hoher Liparithügel, in welchem augenscheinlich schwefelsaure Dämpfe in der Vorzeit eine große Tätigkeit entfaltet haben müssen. Der Liparit ist in leichte Sinterplatten mit Calcedonkugeln umgewandelt, und in den Klüften ist das Gestein vollständig zersetzt und zu farbigen Tonarten umgebildet; hier finden sich in einer bläulichgrünen Tonlage kleine glänzende Würfel von Schwefelkies, welche von den Einwohnern für Gold gehalten werden. Der Boden von Beinadalir ist völlig bedeckt mit unordentlich zusammengestapelten Felsblöcken aus Liparit; in den steilen Felsen, welche das Tal gegen S begrenzen, sind dicke Pechsteindecken vorhanden und hoch oben sind wagerechte, grünliche, regelmäßige Schichtbildungen (Liparittuff oder Ton?) sichtbar; unterhalb werden zuweilen Stücke von versteinertem Holz im Schutt gefunden. Im südlichen Ende des Bjarnarhafnarfjall oberhalb des Gehöfts Seljar ist ein kleiner Liparitfleck vorhanden, und im Berserkseyrarfjall streckt sich auf der westlichen Seite des Hraunfjördur ein Liparitgang durch die wagerechten Basaltdecken hinauf. Am Kolgrafarfjördur ist der Liparit in großen Massen verhanden, so daß die Küste infolge des Liparitgerölls ganz grau aussieht. Auf der östlichen Seite des Fjords finden sich in Kolgrafarmúli große hellrote Bergstürze, und auf der westlichen Seite tritt der Liparit stellenweise in den Küstenfelsen und als kleine Einlagerungen in den Gebirgen zutage, so kommt etwas Liparit in Lambahnúkur und Eyrarfjall vor und Setbergsklakkur besteht zum größten Teile aus diesem Gestein. Hier wird der Liparit in Einlagerungen und Gängen im Basalt und Tuff angetroffen. Am Grundarfjördur ist ebenfalls etwas Liparit vorhanden; längs der Küste, in der Nähe des alten Handelsplatzes finden sich hohe und steile Abhänge aus grünlichen klingsteinartigen Platten und Basaltdecken mit 10° Abfall nach N. Im Berge Grundarmön, östlich vom Beginn des Fjords, tritt der Liparit im Gebirge in Einlagerungen zwischen Basaltdecken zutage, auch soll derselbe höher hinauf gefunden werden. Bei Máfahlíd außerhalb Búlandshöfdi, findet sich in der Schlucht namens Randskridugil im Basalt eine erhebliche Einlagerung von rötlichem, grobkörnigem Granophyr, welcher vor kurzem von Bäckström[1]) petrographisch untersucht wurde. Stellenweise werden hier große Sphärolithen angetroffen. Näher bei Máfahlíd kommt ebenfalls im Gebirgsabhang ein kleiner Liparitfleck vor. Unmittelbar oberhalb des zum Kirchplatz Fródá gehörigen Felde befindet sich eine Anhöhe mit Liparitgeröll bei einer Stromkluft, und in der Kluft ist feststehender Liparit sichtbar. Weiter oben im Tale werden auch am Flusse Fródá lose gerollte Liparitsteine angetroffen, die wahrscheinlich von kleinen Einlagen dieses Gesteins hoch oben auf dem Kambsskard herrühren; die größten Liparitpartien kommen hier jedoch auf der südlichen Seite der Wasserscheide vor, eine Partie fast unten am Tieflande oberhalb des Gehöfts Gröf; diese Einlagerungen befinden sich in neuerem schlackenartigem Basalt. In den Tuffrücken, welche

---

[1]) H. Bäckström: A. a. O., S. 648f.

sich vom Snæfellsjökull nach NW erstrecken, liegt in der Nähe von Beruvík der Liparitfundort Hvituskridur. Das Gestein ist hell und leicht und von rötlicher, porphyritischer Lava bedeckt, eine Untersuchung von H. Bäckström ergab einen verhältnismäßig geringen Inhalt von Kieselsäure (60,5 Proz. $Si O_2$), und demnach befand sich das Gestein auf der Grenze der eigentlichen Trachyten[1]). Aus der Schilderung von Eggert Olafsson geht hervor, daß der Geldingafell am nördlichen Rande der Eisdecke des Snæfellsjökull wahrscheinlich aus Liparit[2]) besteht. Auf der südlichen Seite von Snæfellsnes tritt der Liparit ebenfalls stellenweise in den Gebirgsabhängen zutage, so östlich im Kambsskard im Knararhlíd, wo sich auf einer langen Strecke weiße, rote und grüne Bergstürze aus Liparit zeigen, die sich bis Axlarhyrna hinein erstrecken. Der Liparit ist hier von dicken Breccielagen gedeckt, jedoch scheint die wechselseitige Lagerung der Gesteine zu beweisen, daß sich die Breccie später auf dem Liparit abgelagert hat und demnach letzterer keine intrusive Masse in der Breccie ist. Beim Passe Lýsuskard, in der Mitte zwischen Búdir und Stadastadur, wo die Basaltdecken auf verschiedene Weise gestört worden sind, kommen mehrere schmale, miteinander verwebte Liparitgänge in den Gebirgsabhängen vor, von denen einer, etwas tiefer in der Berghalde befindlich, die Richtung nach NW verfolgt. Daß der Snæfellsjökull liparitische Ausbrüche gehabt hat, ist unzweifelhaft, jedoch weiß man nichts von Ausbrüchen in historischer Zeit, obwohl es nicht unmöglich ist, daß dieser Vulkan einmal im Mittelalter tätig gewesen ist, ohne daß wir Nachrichten darüber besitzen, denn die Quellen aus jener Zeit sind in dieser Beziehung sehr unvollkommen. Um den Snæfellsjökull herum wird dicht unter dem Rasen heller, hellgrauer, liparitischer Bimsstein in großer Menge angetroffen, der kaum sehr alt sein kann. Ich bemerkte denselben auf meiner Reise gleich außerhalb Búlandshöfdi und von dort nach außen zu bis Ólafsvík und Ingjaldshóll, die einzelnen Stücke wurden größer nach Ólafsvík zu, aber die allergrößten fand ich auf der Südseite des Snæfellsjökull, in der Nähe der Schneegrenze oberhalb Stapafell, wo dieselben unter einer ganz dünnen Moosschicht auf einem verhältnismäßig jungen Lavastrom lagen, weshalb es kaum bezweifelt werden kann, daß dieser Bimsstein von einem Ausbruch des Snæfellsjökull selbst herrührt. Bei Hellnar hat man sogar in Torfgräben zwei Lagen hellen Bimssteins übereinander gefunden.

VIII. Übersicht über die geologischen Formationen und ihre geographische Ausbreitung. II.

1. Die Palagonitformation. Tuff, Breccie und Konglomerate.
2. Die Doleritformation. Gescheuerte, doleritische Laven. Glaziale Vulkane. Subglaziale Eruptionen.
3. Glaziale Bildungen. Ältere und und jüngere Moränen. Erratische Blöcke. Riesentöpfe. Gletscherschliffe.
4. Die geologische Karte von Island.

1. Die Palagonitformation.

Tuff, Breccie und Konglomerate.

Ungefähr die Hälfte des isländischen Areals ist von der sogenannten Palagonitformation, von Breccien, Tuffen und Konglomeraten verschiedenen Alters eingenommen, welche über

[1]) H. Bäckström: A. a. O., S. 659f.
[2]) Reise gjennem Island I, S. 287.

weite Strecken an die Oberfläche treten, während dieselben anderweitig von Lava, glazialem Schutt und Gletschern gedeckt sind. Die älteren Geologen waren der Ansicht, daß die Palagonitbreccie im großen ganzen älteren Ursprungs als der Basalt wäre, während die späteren Untersuchungen vollständig bestätigt haben, daß Tuffe und Breccien jünger sind, daß der sich quer über das Land erstreckende Brecciegürtel später gebildet wurde als das Basaltplateau, daß letzteres in der Mitte gesenkt und durchgebrochen ist, was eine großartige vulkanische Tätigkeit veranlaßte, die wahrscheinlich frühzeitig im Pliocän begann und sich durch die Eiszeit bis auf den heutigen Tag fortsetzte. Wie bereits früher erwähnt, sind in der Basaltformation einige untergeordnete Tuff- und Breccielagen bei miocänen Eruptionen entstanden. Obwohl diese Bildungen bisweilen im Surtarbrandniveau eine recht erhebliche Mächtigkeit erreichen, sind dieselben doch in Betreff der Masse durchaus verschwindend im Verhältnis zu der jüngeren, eigentlichen Breccieformation, welche erwiesenermaßen eine weit größere Ausbreitung besitzt, als ursprünglich angenommen wurde. Daß der größte Teil des Landes in der Vorzeit von Tuffen und Breccien gedeckt war, ist aus vielen Umständen ersichtlich, unter anderen beweisen es die kleineren isolierten Tuff- und Brecciepartien auf dem Basaltgebiet, die auf eine gewaltige Erosion während der Eiszeit und sowohl vor wie nach derselben schließen lassen; der Tuff mußte infolge seiner geringen Festigkeit sehr bald dem Angriff der erodierenden Kräfte nachgeben.

Wie aus der Karte ersichtlich ist, bildet die Breccieformation einen unregelmäßigen Gürtel quer über das Land mit einer größeren Ausdehnung gegen S und N. Gegen S ist das Breccieterrain über 300 km breit und erstreckt sich vom Breidamerkurfjall im O bis Reykjanes im W; an der Nordküste beträgt die Breite nur 100 km vom Skjálfandi bis Langanes. Diese ungeheuren von losem vulkanischem Material besitzen aller Wahrscheinlichkeit nach die größte Mächtigkeit in der Mitte des Landes, die hier vielleicht 1500 m oder darüber beträgt. Die Unterlage, die ursprüngliche, gesenkte und zerbrochene Basaltplatte, muß sich wahrscheinlich unter dem ganzen Breccieterrain befinden und von den Basaltgegenden gegen O und W durch terrassenförmige Brüche getrennt sein. Die durchschnittliche Mächtigkeit der ganzen Breccieformation kann schwerlich unter 800 m, vielleicht aber mehr betragen. Unter den Gletschern und den modernen Lavaströmen, sowie unter dem größten Teile der gescheuerten Doleritlaven und den losen, glazialen und alluvialen Ablagerungen auf der Karte finden sich unzweifelhaft Tuff und Breccie, weshalb diese Formation ein Areal und 50—60000 qkm umfassen muß.

Diese ungeheure Anhäufung von losem Material neueren vulkanischen Ursprungs findet wohl nirgendwo in der Welt ein Seitenstück. Die mächtigen Bildungen von Tuff, Breccie und Konglomeraten in Utah, von C. E. Dutton[1]) beschrieben, umfassen nur ein Areal von 2000 engl. Quadratmeilen (5000 qkm) mit einer durchschnittlichen Mächtigkeit von 1200 engl. Fuß (360 m) und scheinen größtenteils aus halbgerollten Bruchstücken und nicht aus kantigen Lavastücken, vulkanischem Sande, Asche und Glasstücken, welche die Hauptbestandteile der isländischen Breccieformation ausmachen, zu bestehen, weshalb erstere einen anderen Ursprung und andere Entwicklung haben müssen, indem die Bruchstücke größtenteils auf einer sekundären Lagerstätte angetroffen werden.

Die isländische Palagonitformation besteht bekanntlich zum größten Teile aus losem, von Vulkanen ausgeworfenem Material, das meistens zu festem Fels erhärtet ist, in welchem das Bindemittel ebenso oder fast gleich hart wie die eingeschlossenen Lavastücke ist. Die Bezeichnung Palagonitformation ist nicht ganz befriedigend und anwendbar, erstens weil der Palagonit kein Mineral für sich ist, wie man früher annahm, und zweitens enthalten

[1]) C. E. Dutton: Geology of the High Plateaus of Utah. Washington 1880, S. 69.

viele isländischen Tuffe und Breccien gar kein Palagonit oder nur in geringer Menge. Sowohl die Außenseite als auch die innere Zusammensetzung dieser Gesteine ist äußerst verschieden. Die Färbung ist meistens braun in verschiedenen Schattierungen, obwohl auch viele Tuffe und Breccie rot, gelblich oder grau sind oder andere Farbentöne je nach ihrer Zusammensetzung, Verwitterung und Umbildung aufweisen. Die vulkanische Asche[1]), aus welcher die isländischen Tuffe gebildet sind, besteht meistens aus einer Menge basaltischer Glaspartikel in verschiedenen Umbildungen (Palagonit, Sideromelan, Tachylyt), aus Basaltstaub, Basaltbröckchen, Schlacken und Bomben; auch werden große lose Kristalle von Anorthit und Olivin recht häufig angetroffen. Das Aussehen ist sehr verschieden und richtet sich nach dem Massenverhältnis der einzelnen Bestandteile. Bisweilen bestehen die Tuffe fast ausschließlich aus durchsichtigen gelben und roten Glasstücken in natürlichem oder verändertem Zustande, sowie aus Kristallen und Kristallfragmenten. Nicht selten sind große, dunkle, unveränderte Tachylytstücke, oft mit vielen Blasenräumen versehen, so überwiegend vorhanden, daß sie beinahe die ganze Masse ausfüllen, auch wird stellenweise an den Flüssen ein kohlschwarzer Sand aus zerstückeltem Tachylyttuff angetroffen, wie z. B. am Flusse Fróðá, der sich in den Hvítárvatn ergießt. Kleine Basaltstückchen mit einer Tachylytkruste kommen ebenfalls vielfach im Tuffe vor. Viele Tuffe bestehen fast ausschließlich aus roten, sehr porösen Schlacken von derselben Art, wie sie in den modernen Kratern und in den roten Lagen der Basaltformation vorhanden sind. Häufig ist auch der Tuff von einem Netze von Adern durchzogen, die mit Umbildungsprodukten, Zeolithkrusten und ähnlichem angefüllt sind. Die im Tuffe enthaltenen eckigen Bruchstücke sind von sehr verschiedener Größe und Beschaffenheit und bestehen meistens aus dichtem oder porösem Basalt und Dolerit verschiedener Art, aber sehr selten aus Liparit. Obwohl diese Bruchstücke in der Regel nur wenige Zentimeter im Durchschnitt messen, werden doch auch nicht selten größere Blöcke, vereinzelt von der Größe eines oder mehrerer Kubikmeter angetroffen. Die meisten der im Tuffe enthaltenen Lavastücke sind mit scharfen Spitzen und Kanten versehen und gleichen völlig den Lavastückchen, welche von den modernen Vulkanen ausgespieen werden, auch kommen größere und kleinere Bomben recht allgemein vor. Bisweilen ist der Tuff mit einer Menge sehr leichter und aufgeblasener basaltischer Scorien (Keilir auf Reykjanes, Vindbelgjarfjall am Mývatn, Kistufell im nördlichen Rande des Vatnajökull), bisweilen mit liparitischem Bimsstein (Kerlingarfjöll) angefüllt.

Sehr häufig finden sich in den älteren Tuffen und Breccien sehr erhebliche intrusive Basaltmassen. Dichter und schlackenartiger Basalt tritt in den Brecciemassen in unregelmäßigen Gängen und unzähligen Verzweigungen, sowie klumpenförmigen Einlagerungen auf und ist bisweilen in solcher Menge vorhanden, daß der Basalt das Hauptgestein bildet und der palagonitische Tuff nur das Bindemittel zwischen den unzähligen Basaltkugeln und Einlagerungen wird (Kverkfjöll, Botnssúlur); mitunter hat der eindringende Basalt das Gestein in eine unregelmäßig zusammengekittete Lavabreccie verwandelt. Die unregelmäßigen, knoten- oder wurstförmigen Basalteinlagen in der Breccie sind meistens in konzentrisch gestellten Säulen abgesondert und an ihren äußeren Enden mit einer Tachylytkruste übergossen, in der Mitte finden sich dann oft leere Räume. Andere kugelförmige Einlagerungen sind zwiebelartig in konzentrische Lagen abgeteilt. Ein gutes Beispiel liefert der Berg Reykholt im Thjórsárdalur, woselbst eine Basaltmasse in den Tuff hinaufgedrungen ist und hier Knoten und Kugeln bildet, die gleichsam aufeinander gedrückt haben. In den meisten Kugeln ist der Basalt zu unterst am dichtesten, zu oberst poröser, in der Mitte

[1]) Neuere Untersuchungen der isländischen Tuffe sind angestellt von A. Penck: Über Palagonit mit Basalttuffen (Zeitschr. der Deutsch. Geol. Gesellsch. 1879, S. 504—77), und A. Helland: Studier over Islands Petrografi og Geologi (Arkiv for Mathematik og Naturvidenskab. Kristiania 1884, S. 75—82).

finden sich häufig Höhlungen; der dichtere Basalt ist in Säulen, der porösere in dünnen, zwiebelartigen Lagen abgesondert. Der dichte, diese Einlagerung umgebende Tuff ist durch die Wärme in Säulen abgesondert worden; in den Ritzen des Tuffes und auf den Grenzen der Basaltknoten sind Zeolithen vorhanden. Ähnliche kugelförmige Einlagerungen habe ich rund umher im Lande bemerkt, so z. B. im Vindbelgjarfjall, in den Herdubreidarfjöll, im Kverkhnúkarani, Svínadalur in Kelduhverfi, in Tindaskagi und an vielen anderen Orten. Überhaupt ist eine sehr unregelmäßige Stellung der Säulen charakteristisch für alle in der Breccie vorkommenden Basalteinlagen. Mitunter sieht man in den Tuffgegenden unregelmäßige Gänge als merkwürdig geformte Felsspitzen in den wunderlichsten Gestalten aus den Umgebungen emporragen, da der dieselben umgebende Tuff von der Erosion fortgeführt ist; eins der bekanntesten Beispiele ist der Hljóðaklettar an der Jökulsá in Kelduhverfi. Die Säulen in diesen »necks« nehmen alle möglichen Stellungen ein, oft sind dieselben gebogen und um verschiedene Zentren radial geordnet. Derartige, aus der Breccieformation emporragende Felsknoten und Gänge sind recht allgemein und leicht von den regelmäßigen Gängen der Basaltformation zu unterscheiden[1]).

Die in der Palagonitformation vorkommenden Basaltlagen sind häufig von sehr beträchtlicher Ausdehnung, zum großen Teile scheinen dieselben intrusiv zu sein, aber viele der regelmäßigeren haben sich vielleicht als Lavaströme über die Oberfläche ergossen. Infolge ihrer größeren Widerstandskraft der Erosion gegenüber bilden nicht selten Basalt- und Doleritmassen den obersten Teil der tafelförmigen Tuffgebirge. Vielfach verzweigte Gänge, oft aus porösem, seltener aus dichtem Basalt mit Säulenstruktur, kommen in der Tuff- und Breccieformation, sowie im Liparittuff, so z. B. im Fossárdalur, vor. Tuffprofile mit Schwärmen von verzweigten Gängen sind häufig von der Erosion bloßgelegt worden, und mehrfach werden Gänge angetroffen, welche sich als Decken zwischen Tufflagen ausgebreitet haben. Die regelmäßigen Systeme von Gängen, welche die ganze Basaltformation von West- und Ostisland durchsetzen, sind älter als die Palagonitformation. Liparitgänge und Lipariteinlagerungen treten hier und da in der Palagonitformation, doch seltener als im Basalt auf. Die Vulkane, welche in historischer Zeit Eruptionen aufweisen, sowie die Hauptmasse der vulkanischen Ausbrüche in der Eiszeit und der postglazialen Zeit haben in Brecciegegenden stattgefunden. Das Vulkangebiet der Faxaflói bildet eine Ausnahme, in dessen westlichem und nördlichem Teile sind die Ausbrüche durch Spalten im Basalt vor sich gegangen.

Die Palagonitformation mit ihrer verwirrenden Mischung von Tuffen und Breccien, verschiedenen Perioden angehörig, mit den dazwischenliegenden größeren und kleineren Lavalagen und intrusiven Basaltmassen, mit ihren verzweigten Gängen und wechselnden Schichten von Konglomeraten ist in den Einzelheiten sehr schwierig zu verstehen und stellt den Geologen noch viele Aufgaben zu enträtseln, außerdem sind diese Bildungen noch nicht hinlänglich bekannt. Ältere und jüngere Breccien sind sowohl gleichförmig geschichtet als auch ungeschichtet. In längeren Profilen werden bisweilen zahlreiche große, eckige Felsblöcke, über große Areale unregelmäßig ausgestreut, angetroffen, und es ist nicht leicht zu begreifen, auf welche Weise das Ausstreuen dieser großen Basaltblöcke stattgefunden hat; vorausgesetzt, daß dieselben von Vulkanen ausgeworfen sind, liegt die Vermutung nahe, daß die Explosionen der Vorzeit ungleich kräftiger als die gegenwärtigen waren. An einzelnen Stellen können diese Blöcke durch Schuttströme und in den neueren Tuffen durch Gletscher und Gletscherläufe ausgestreut sein, aber im großen ganzen sind die Verhältnisse noch recht rätselhaft. Sartorius v. Waltershausen, der erste, welcher den Palagonit

---

[1]) C. E. Dutton beschreibt ähnliche Verhältnisse in »Mt. Taylor and the Zuniplateau«. (VI. Rep. U. S. Geol. Survey, S. 164—79.)

genau analysierte, hielt die Palagonitformation für eine submarine Bildung, was auch für seine Theorie von der Entstehung des Palagonits durchaus notwendig war, und in dieser Beziehung sind die meisten Geologen in seine Fußtapfen getreten ohne Gründe anzugeben. Sartorius v. Waltershausen führt als Beweis für seine Anschauung an, daß erstens der Palagonittuff allerwegen geschichtet sei, was durchaus nicht der Fall ist. Außerdem ist es nicht sicher, daß die Schichtteilung des Tuffes dem Einfluß des Wassers zuzuschreiben sei; schöne Lagen von Scorien und Asche finden sich mehrfach im Durchschnitt bei modernen Vulkanen, und mächtige schichtweise abgeteilte Windablagerungen von vulkanischem Staub werden unzählige Male in Island angetroffen; daß innerhalb der oberen Abteilungen der Palagonitformation augenscheinlich vom Wasser bearbeitete Konglomerate vorhanden sind, beweist nichts mit Rücksicht auf die Bildung der ganzen Formation. Als zweiter Beweis wird angeführt, daß der Palagonittuff Muscheln enthalte. Auch diese Annahme ist unrichtig; in der eigentlichen Tuff-Formation sind weder Pflanzen- noch Tierfossilien gefunden worden. Die Muscheln, welche angetroffen werden, gehören den marinen, glazialen und postglazialen Terrassen und Schalenbänken an, die selten eine Höhe von ca 70 m ü. M. übersteigen und mit der Tuff-Formation nichts zu tun haben; der in den Schalenbänken vorhandene Palagonit befindet sich meistens auf einer sekundären Lagerstätte. Drittens, daß man in den von Vulkanen in historischer Zeit ausgespieenen Aschenmassen keinen Palagonit gefunden habe. Dieser Punkt ist noch nicht hinlänglich untersucht; überhaupt scheint der sogenannte Palagonit überwiegend in den ältesten Abteilungen der Formation aufzutreten, was mit dem Umstande zusammenhängt, daß er ein Umbildungsprodukt ist. Mehrere Tuffe und Breccien entbehren auch gänzlich des Palagonitkorns. Daher ist auch keine Veranlassung vorhanden, etwas anderes anzunehmen, als daß die Bildung von Tuffen und Breccien auf trocknem Lande bei Ausbrüchen über dem Meere vor sich gegangen ist.

Einstweilen ist Islands Geologie noch zu wenig in den Einzelheiten bekannt, als daß man mit einiger Sicherheit die älteren Breccien und Tuffe von den jüngeren zu sondern vermöchte, und völlige Gewißheit über ihr wechselseitiges Verhältnis und ihre Ausbreitung könnte nur durch langwierige detaillierte Untersuchungen des gesamten Brecciegebiets erlangt werden. Jedoch scheint an mehreren Stellen eine ziemlich scharfe Trennung vorhanden zu sein, zuweilen mit Diskordanz zwischen den älteren und jüngeren Breccien, auch lassen sich letztere wahrscheinlicherweise in mehrere Abteilungen teilen. Die ältesten Breccien, welche sehr ausgebreitet sind, stammen höchstwahrscheinlich aus einem frühen Abschnitt des Pliocän, die jüngeren sind präglazial und stammen aus der Übergangszeit vom Pliocän zur Eiszeit, sowie glazialen und postglazialen Ursprungs. Was die Sonderung zwischen den einzelnen jüngeren Abteilungen und das Verständnis derselben so erschwert, ist das Zusammenwirken so vieler kräftiger, geologischer Faktoren, so daß der Bau der Brecciegebirge dem Geologen häufig als ein hoffnungsloses Chaos erscheint. Folgende Kräfte sind bei der Bildung der jüngeren Breccieformation seit dem Beginn der Eiszeit gleichzeitig tätig gewesen: Aschen- und Schlackeneruptionen haben vulkanisches Material über weite Strecken, über Gletscher und eisfreies Land ausgestreut, Lavaströme haben die Oberfläche überschwemmt, während intrusive Lagen und Gänge aus Basalt und Liparit in die Spalten und Höhlungen der Erdrinde hineingepreßt wurden; ferner waren die Gletscher bei der Erosion sehr tätig, in welcher Arbeit sie jedoch häufig vom unterirdischen Feuer unterbrochen und gestört wurden; Gletscherflüsse haben das Material, sowohl gerollten Schutt als auch Scheuersteine und vulkanischen Staub ausgebreitet, mitunter haben Gletscherläufe große Veränderungen angerichtet und gewaltige Steinblöcke weit fortgeführt, während die Winderosion ganze Gebirge weggeführt und an anderen Stellen mächtige Schichtenkomplexe aufgebaut hat. Inzwischen durfte kein einziger dieser Faktoren an derselben Stelle längere

Zeit hindurch seine Arbeit fortsetzen, überall fanden Unterbrechungen und Veränderungen statt, infolge dessen eine sündhafte Verwirrung entstand und das Resultat ein tatsächliches Chaos wurde.

Die ältesten Breccien und Tuffe sind sehr reich an Tachylyt und Palagonit und von unzähligen verzweigten Basaltgängen und schlackigen oder dichten intrusiven Lagen durchsetzt, häufig fehlt jede Schichtteilung, oder sie ist höchst unregelmäßig mit senkrecht aufgerichteten, gebogenen und fächerförmig gestellten Schichten. Der ältere Tuff enthält selten Blöcke von anderem Tuff oder Breccie, was in den jüngeren Tuffen recht allgemein vorkommt. Das Verhältnis zwischen den älteren und jüngeren Tuffen zeigt sich deutlich im Berge Hafursey, welcher sich dicht unterhalb des Kötlujökull von der Mýrdalssandur bis zu einer Höhe von 587 m erhebt. Der unterste Teil des Berges bis zu der Höhe von 340 m ü. M. besteht aus hellbraunem Tuff, der mit Scorien, Bomben und großen und kleinen Lavaklumpen angefüllt ist. Der Tuff ist in höchst unregelmäßige Schichten abgeteilt; dieselben fallen unter den verschiedensten Winkeln nach außen und nach innen, oder sie sind fächerförmig geordnet oder senkrecht gestellt. Dieser Tuff ist von einem Gewebe verzweigter Basaltgänge mit Auswüchsen und großen und kleinen Apophysen durchzogen. Diskordant auf diesem Tuffe finden sich bis zum Gipfel des Berges dicke Schichtfolgen von regelmäßigen, wagerechten oder wellenförmig gebogenen Breccie- und Tufflagen. Bevor diese Schichtfolgen gebildet wurden, besaß der unterste Tuff bereits eine sehr unebene Oberfläche, über deren Vertiefungen und Anhöhen die jüngeren Lagen abgesetzt sind, so daß die untersten sich den Unebenheiten anpassen und ganz allmählich in eine wagerechte Stellung übergehen. Im südlichen Teile des Berges Hafursey zieht sich die Grenze zwischen den beiden Tuffarten tiefer hinab. Im obersten Tuffe waren weder Gänge noch Basalteinlagerungen vorhanden, im übrigen gleicht die Zusammensetzung dem untersten; Konglomerate wurden nicht bemerkt. Ebenso läßt sich die Grenze in den steilen Gebirgsabhängen oberhalb Ölfus auf längere Strecken hin verfolgen. Hier sind der ältere Tuff und Breccie sehr grobkörnig und enthalten große eckige Stücke von schlackigem und dichtem Basalt; westlich von Núpar ist die Schichtung ziemlich unregelmäßig mit einem Abfall von 25—30° nach verschiedenen Seiten, meistens nach O und W; durch Dislokationen scheinen verschiedene Sprünge hervorgerufen zu sein, jedoch wird die Schichtung östlicher ungefähr wagerecht. Oberhalb der denudierten Oberfläche der alten Breccie befindet sich brauner, jüngerer Tuff in wagerechter Lage oder mit schwacher Neigung (3—4°). Ähnliche Verhältnisse zeigen sich in den Gebirgen von Lágaskard, auch sind die Breccielagen in Hestfjall äußerst unregelmäßig gestellt mit bedeutenden Veränderungen auf kurzen Strecken.

Zunächst soll eine kurze Übersicht über die **geographische Verbreitung** der Tuffe und Breccien in den verschiedenen Landesteilen gegeben und mit **Vestur-Skaptafellssýsla** begonnen werden, woselbst ältere und jüngere Breccien in großen Massen vorhanden sind. Auf Sída und in Fljótshverfi sind die Gebirge aus braunem Palagonittuff und Breccie aufgebaut. Nicht selten werden in der Breccie völlig gerollte Blöcke oder nur an den Kanten abgerundete Steine angetroffen. Der steile und wilde Gebirgsabhang bei Núpsstadur, der zum größten Teil aus Tuff und Brecciefelsen besteht, wird durch einen großen Basaltgang (S 40° W) zusammengehalten, der in zwei Spitzen vom Rande des Berges in die Höhe ragt. Die herabgestürzten, 10—20 cbm großen Blöcke sind geschichtet und in dem palagonitischen Bindemittel finden sich zahlreiche Rollsteine, untermischt mit vielen kleinen und großen eckigen Steinen, die anscheinend nicht an irgend einem rollenden oder scheuernden Prozeß beteiligt gewesen sind. In den hochgelegenen Bergrücken bei Álptadalur und Björn sind abwechselnd Breccielagen, geschichtete Tuffe und Konglomerate vorhanden. Oben auf

dem Hochlande bestehen die Gebirge oberhalb Vestur-Skaptafellssýsla zum großen Teil aus jüngeren Breccien und Tuffen, obwohl in mehreren Gebirgen auch ältere angetroffen werden. Westlich von der Skaptá finden sich zwischen dem Torfajökull und dem Vatnajökull mehrere Reihen spitzzackiger, eigentümlich geformter Gebirge; dieselben sind fast gänzlich von jeder Vegetation entblößt und durch langgestreckte Täler getrennt, deren Böden mit beweglichem, aus Palagonitstaub, neuerer vulkanischer Asche und kleinen Schlackenstückchen zusammengesetztem Flugsand bedeckt sind. Die Berge sind von unzähligen Klüften und Wasserrinnen durchschnitten, welche sich im Frühjahr bei plötzlichem Tauwetter mit Wasser anfüllen, das in dem weichen Tuff tiefe Furchen gräbt. Der unterste Teil dieser Berge besteht aus ziemlich kompakten, rotbraunen Tuffen und Breccien mit Basalteinlagerungen, wohingegen der oberste Teil aus wagerechten, dunklen, grauen oder schwarzen Tuffschichten ohne Gänge oder Basalteinlagerungen gebildet ist, welche gleich denen im Berge Hafursey diskordant auf der braunen Breccie liegen. Bevor diese dunklen Tufflagen gebildet wurden, war die ältere Breccie in hohem Grade kupiert, weshalb sich die Grenze zwischen diesen beiden Formationen auf sehr ungleicher Höhe befindet, so daß einige niedrigere Berge bisweilen gänzlich aus der braunen Breccie bestehen, während andere ebenso niedrige Berge ausschließlich aus dunkelgrauem Tuff aufgebaut sind, jedoch ist die Grenze an vielen Stellen sichtbar. Die dunkelgrauen Tuffe sind sehr lose und bestehen aus vulkanischem Staube mit Palagonitpartikeln, braunen und schwarzen Scorien und kleinen Basaltbruchstückchen; letztere sind meistens mehr oder weniger an den Kanten abgerundet, als wären dieselben von Wind und Flugsand bearbeitet worden, überhaupt haben diese Lagen viel Ähnlichkeit mit den dicken, alten Flugsandbildungen auf Rangárvellir. Weder die jungen, losen Tufflagen noch die älteren Breccien sind imstande, der Erosion kräftigen Widerstand zu leisten, weshalb die Gebirge unter den unausgesetzten Angriffen des Windes und Wassers besonders gelitten haben. In den Skælingar und den Grænufjöll erreichen die jüngeren Tuffe eine Mächtigkeit bis 300 m, stellenweise verschwinden dieselben ganz, anderweitig sind nur dünne Reste im obersten Teile der Bergrücken übrig, aber größtenteils ist die Mächtigkeit erheblich, und die Ungleichheit derselben ist der kupierten Beschaffenheit der Unterlage zuzuschreiben. Zwischen den Wasserläufen, welche hinter Uxatindar in die Schlucht Rótagil hinabführen, fand ich im Bette eines Baches schön gescheuerte Brecciefelsen, die sich unter den jüngeren Tuff nach innen fortsetzen, welch letzterer den größten Bestandteil von Skælingar bildet; nach den Terrainverhältnissen kann man schwerlich etwas anderes annehmen, als daß die Berge, welche auf diesen gescheuerten Felsenflächen ruhen, erst gebildet wurden, nachdem der Prozeß des Scheuerns stattgefunden hatte [1]). Oben auf dem Rücken von Skælingar, südlich von der Spitze Gjátindur, befindet sich die Grenze zwischen der älteren Breccie und den neuen wagerechten Tuffschichten 774 m ü. M., und hier sind auf der Grenze zwischen den beiden Bildungen recht eigentümliche Konglomerate, aus gerollten Bruchstücken der unterhalb befindlichen Breccie zusammengesetzt, vorhanden. Der Gebirgszug nordwestlich von Ulfarsdalssker am Lambavatn besteht gleichfalls aus wagerechten Tufflagen, welche hier mehr Palagonit enthalten und deshalb eine braune Farbe haben, während die ältere Breccie mit Basalteinlagerungen und Gängen meistenteils im untersten Teile der Gebirge angetroffen wird, und das Verhältnis zwischen den beiden Bildungen hier stimmt mit den in den Skælingar und Grænufjöll überein. Am Lambavatn kommen in den neuen Tuffen zwischen regelmäßigen feinen Staublagen mehrere kleine abgerundete Bruchstücke älteren Tuffes vor, die augenscheinlich vom Winde bearbeitet worden sind; dagegen weisen die Rollsteine der Konglomerate im obersten Teile der

---

[1]) Geogr. Tidsskr. XII, 1894, S. 181, 204.

Skælingar unzweifelhafte Spuren vom Wassertransport auf. Der jüngere Tuff wird ebenfalls im Hnúta, südlich vom Varmárdalur angetroffen; dagegen scheint der wellenförmige Höhenzug der Ulfardalssker ausschließlich aus älterer Breccie zu bestehen, welche vielfach kleinere Basaltknoten enthält. Übrigens sind diese Gebirge derartig mit Asche und Scorien vom Ausbruch im Jahre 1783 bedeckt, daß die Unterlage selten zutage tritt. Das große Gebirgsplateau der Svartahnúksfjöll besteht gleichfalls aus Breccie, jedoch finden sich in den obersten Regionen wagerechte Tufflagen; nur wo die große Eldgjá durchgebrochen ist, sind die Schichten gestört worden, indem dieselben 30—40° gegen NW nach der großen vulkanischen Spalte zu abfallen. Das Gebirge Laki, welches von der vulkanischen Spalte vom Jahre 1783 zerklüftet ist, besteht hauptsächlich aus älterer Breccie, obwohl ich im nördlichsten Teile des Berges auf Spuren von neueren Konglomeraten über der Breccie stieß.

Die Unterlage des Vatnajökull besteht allenthalben, mit Ausnahme des südöstlichen Teiles, aus Breccien und Tuff, die von doleritischen Laven bedeckt sind und mitunter mit Doleritdecken abwechseln. Die südlichen Randgebirge des Vatnajökull bis zum Breidamerkurjökull sind aus Breccien aufgebaut; der Breidamerkurfjall auf der westlichen Seite des Gletschers besteht aus Palagonitbreccie, der Fellsfjall auf der östlichen Seite aus Basalt. Der Öræfajökull, sowie sämtliche Gebirge oberhalb des Skaptafell sind aus Breccien und Tuffen, stellenweise mit Liparit durchsetzt, aufgebaut; größere Basalteinlagerungen sind ebenfalls vorhanden, wie im Jökulfell und Skaptafell. In den Randgebirgen des Öræfajökull haben Tuff- und Breccielagen stellenweise eine erhebliche Neigung nach außen vom Zentrum des Vulkans aus. Auf meiner Reise 1894 entdeckte ich, daß die Palagonitbreccie nördlich vom Vatnajökull im inneren Hochland eine viel größere Ausbreitung nach O besitzt, als man früher glaubte. Hier fand ich bestätigt, was ich bereits früher im Westlande bemerkt hatte, daß nämlich die Breccieformation jüngeren Ursprungs ist als die Basaltformation, indem sich erstere allenthalben über dem Basalt befindet. Der Geldingafell am Rande des Vatnajökull ist aus Palagonitbreccie aufgebaut, welche jedoch in größten Massen im Snæfell und dessen Gebirgszügen gegen S und N auftritt; im Kollumúli liegt ebenfalls die Breccie zu oberst, demnächst folgen Basalt und Liparit, auch werden anderweitig kleine dünne Breccieklecksе über dem Basalt angetroffen, wie z. B. bei Vatnadæld, im Hnúta und an mehreren anderen Orten.

Auf der nördlichen Seite des Vatnajökull zwischen den Flüssen Skjálfandafljót und Jökulsá ist die Breccieformation allein herrschend und erstreckt sich vom Gletscher bis zum Meere. Diese Gegenden untersuchte ich im Jahre 1884. Bei den Gæsavötn, am Kistufell und den Kverkfjöll ist deutlich zu sehen, daß der nordwestliche und nördliche Teil des Vatnajökull auf Palagonitbreccie ruht. Die vulkanischen Terrassen an den Gæsavötn bestehen aus einer graulichen, feinkörnigen, sandsteinartigen Breccie, die arm an Tachylyt und Palagonit ist, aber hier und da kleine Einlagerungen von Basalt, häufig mit konzentrisch gestellten Säulen aufweist, die an den äußersten Endflächen mit einer Tachylytkruste versehen sind. Am Gletscherrande sind stellenweise abwechselnde Lagen von Tuff, Moränen und gescheuerten Laven vorhanden. Der Kistufell besteht ebenfalls zum größten Teil aus einer ähnlichen grauen Breccie, die bisweilen in eine leichte Bimssteinbreccie übergeht. Dagegen sind die Kverkfjöll und Kverkhnúkarani aus einer gröberen Breccie mit großen Lavastücken und Schlacken zusammengesetzt. Sämtliche vom Odádahraun aufsteigenden Gebirge bestehen aus Palagonitbreccie. Dasselbe Gestein bildet den Hauptbestandteil des Dyngjufjöll, obwohl auch hier einzelne untergeordnete Basaltpartien vorkommen. Der südliche Gebirgsabhang an der östlichen Öffnung der Askja besteht ausschließlich aus Palagonitbreccie, der nördliche dagegen aus Basalt; etliche von den

Basaltdecken sind horizontal, andere abfallend, einige scheinen geknickt zu sein. Die nordöstliche Ecke des Dyngjufjöll ist zum großen Teil von einem gelbbraunen, schichtweise geteilten Tuff gebildet, jedoch tritt weit nach W eine gröbere Breccie mit großen Blöcken von olivinreichem Basalt auf. Ebenso besteht der Herdubreid aus grobkörniger Breccie mit olivinreichen Basaltblöcken, und am südöstlichen Fuße des Gebirges findet sich eine beträchtliche Basaltpartie mit gebogenen Säulen; in der Gebirgskette Tögl sind ebenfalls nicht unerhebliche Basaltdecken in der Breccie eingelagert. In den Herdubreidarfjöll wird gleichfalls stellenweise Basalt, besonders in den nördlichsten Rücken, angetroffen. Ferner tritt die Palagonitbreccie in vielen kleinen Gebirgen längs der Jökulsá auf, so im vulkanischen Gebirgsrücken, welcher die Unterlage der Kraterreihe bildet, im unteren Teile des Sellandafjall, Bláfjall und Búrfellsfjallgardur. Die Jökulsá hat sich erst am Svínadalur unterhalb Dettifoss einen Weg durch die mächtigen Doleritdecken bahnen können, weshalb die Palagonitbreccie erst bei diesem Gehöft im Flußbett hervortritt. Hier trifft man auf zahlreiche Beispiele der eigentümlichen Basalteinlagerungen und unregelmäßigen Gänge in der Brecciemasse. Die sogenannten Hljódaklettar in der Nähe vom Svínadalur sind, wie bereits erwähnt, nur verwitterte Gangmassen; diese hohen Felsspitzen bestehen aus einer Menge kleiner Basaltsäulen in allen möglichen Stellungen; oft sind dieselben gebogen und verdreht, oder strahlenförmig um kleine Öffnungen und Höhlen gestellt; stellenweise finden sich auch noch an den Felsen festgeklebte Stücke von Palagonittuff. Die Halbinsel Tjörnes ist ebenfalls zum großen Teile aus Breccie und Tuff, stellenweise von Dolerit gedeckt, aufgebaut, auch werden hier alter Basalt und spätpliocäne Bildungen angetroffen. In allen Gebirgen am Mývatn, sowie rings umher im Lande, wo dasselbe nicht von moderner Lava gedeckt ist, bildet die Palagonitbreccie die Unterlage und tritt auf Mývatnssandur in dort befindlichen festen Felsen zutage. An der Ostseite des Laxártals kommt Dolerit im untersten Teile des Gebirgsabhanges vor und ist hier von dicken Tuffbildungen mit 10° Neigung nach NNW gedeckt. Zu unterst ist der Tuff bläulich, feinkörnig und regelmäßig geschichtet mit einzelnen Lagen von gröberem Korne mit Bruchstücken von Bimsstein und Basalt; zu oberst sind die Lagen dicker, grobkörniger und von gelbbrauner Farbe. Über dem Tuffe befindet sich ein bläulichgrauer, dichter Basalt mit unregelmäßiger Zerklüftung, der wiederum von Schutt und Flugsand gedeckt ist. Gegen W wird die Breccieformation vom Bárdartal begrenzt und westlich von diesem Tale bestehen die hohen Gebirgsabhänge zum größten Teile aus Basaltdecken. Südlich vom Bárdartal tritt die Palagonitbreccie in tiefen Klüften zutage, wie z. B. bei Hrafnabjörg, Krossá, in den Klüften Fljótsgil und Kidagil, ist aber hier allerwegen von geschrammtem Dolerit gedeckt. In diesen Gegenden kommen Basaltgänge selten vor, dagegen sind in der Breccie eingelagerte, unregelmäßige und regelmäßige Basaltdecken und Basaltmassen ziemlich allgemein. Die Tuffe und Breccien sind meistens braun, aber stellenweise werden im obersten Teile der Gebirge Breccien, arm an Palagonit, sowie Konglomerate mit graulichem, tonigem oder sandigem Bindemittel angetroffen. Das Alter läßt sich nicht mit Sicherheit bestimmen, wahrscheinlich sind hier sowohl pliocäne, glaziale als auch postglaziale Tuffe und Breccien vorhanden, jedoch sind die Einzelheiten noch nicht genügend gekannt.

Östlich von der Jökulsá sind Tuffe und Breccien sehr verbreitet, längs der Küste treten dieselben fast ausschließlich von Skjálfandi bis zum Thistilfjord auf und kommen auf der Halbinsel Langanes in kleineren Partien vor. Nach S ist die Grenze zwischen Tuff und Basalt nicht deutlich zu erkennen, da die Oberfläche von mächtigen, losen Massen gedeckt ist. Die Unterlage der Melrakkaslétta besteht ebenso wie alle höheren Gebirge aus Tuff und Breccie. Im Gipfel der Gebirge findet sich doch häufig Basalt, so ist im Sandfell eine Basaltlage mit Säulenstruktur vorhanden; der Tuff hat hier eine wagerechte

Lagerung, nur kommt hierselbst, wahrscheinlich infolge einer Dislokation eine lokale Diskordanz vor. In Axarfjardarnúpur tritt ebenfalls der Basalt zu oberst, in Gängen und Einlagerungen auf. Im östlichen Teile des Thverárhorn haben die Tufflagen eine schwache Neigung nach W. Die Leirhafnarfjöll bestehen ausschließlich aus einem leichten, groben Tuff mit wagerechten Schichten. Die Gebirge auf der Ostseite von Melrakkaslétta sind ebenfalls aus wagerechten Tuffschichten aufgebaut, Basaltgänge und Einlagen kommen hier selten vor; erhebliche Basaltdecken sind jedoch im Gipfel des Gebirges Geirthrúdur bei Kollavík vorhanden. Auf der Halbinsel Langanes finden sich hohe, isolierte Brecciegebirge, die auf einer Unterlage von Dolerit ruhen. Auf der Wüste Haugsöræfi und den Hólsfjöll sind sämtliche Gebirge und Gebirgsketten ausschließlich aus Tuff und Breccie aufgebaut; sehr ausgebreitet ist eine eigentümlich leichte, helle Breccie, wie z. B. in Bungnfjallgardur und Hvannstadafjallsgardur, dieselbe scheint aber auf älteren braunen Tuffen und Breccien zu liegen. Unter einem Wasserfall bei Hvannstadir wurde unter dem Basalt ein feinkörniger Tuff, mit Steinen untermischt, bemerkt, die an den Kanten abgerundet waren. Auf der Wüste Haugsöræfi werden sehr häufig zwischen Tuff- und Breccielagen porphyritische Laven angetroffen, dagegen konnte ich nirgendwo Gänge entdecken, die überhaupt in diesem Teile des Landes selten vorkommen. Diese Gebirgsketten scheinen sehr jungen Ursprungs zu sein und haben große Ähnlichkeit mit den jüngeren Tuffgebirgen am Flusse Skaptá.

Die Eismassen des Hofsjökull und Langjökull ruhen auf Palagonitbreccie, die abwechselnd mit Doleriten an den Gletscherrändern vieler zutage tritt. Die obersten Breccien und Tuffe sind sehr jung und scheinen zum großen Teile glazialen Ursprungs zu sein. Die vielen kleinen isolierten Gebirgsknoten nördlich vom Hofsjökull bestehen sämtlich aus Tuff und Breccie, während die Zwischenräume mit glazialem Schutte und gescheuerten Doleriten angefüllt sind. Die Spitze Laugahnúkur (988 m) ist ebenso wie Laugaalda (887 m) aus Palagonitbreccie aufgebaut, jedoch ist die Oberfläche von eckigem Lavaschutt bedeckt, der von der Breccie herrührt und häufig so dicht zusammengepackt angetroffen wird, daß die Oberfläche recht makadamisiert ist. Große geschrammte und vom Winde polierte Wanderblöcke aus Dolerit liegen auf dem Schutte zerstreut, auch scheint der Dolerit zwischen den Breccieschichten Einlagen zu bilden, sowie der ganze Berg auf glazialen, gescheuertem Dolerit zu ruhen. Die sogenannten Illvidrahnúkar am Rande des Hofsjökull bestehen sämtlich aus Palagonitbreccie, Tuffen, Dolerit, Konglomeraten und alten Moränen, sowie auch dieselben Bildungen in abwechselnden Lagen in Profilen an den Flüssen auf dem flachen Hochland nördlich von den Gebirgen sichtbar sind. Die Schichtfolge scheint hier in den meisten Fällen zu sein: 1. zu unterst Basalt, 2. Palagonitbreccie mit eckigen Lavastücken, 3. geschliffener Dolerit, 4. jüngere Breccie und Konglomerate mit palagonitischem Bindemittel. Diese Konglomerate enthalten gerollte und angestoßene Steine von Dolerit, basaltischer, porphyritischer Lava, sowie Stücke der älteren Breccie, 5. Graues Konglomerat von neuerem Gletscherschutt, stellenweise ebenfalls von Dolerit überlagert, 6. Flußgeröll, glazialer Schutt und lose Felsblöcke. An anderen Stellen tritt der Dolerit in mächtigen Decken mit dünnen Zwischenlagen von braunrotem Tuffe auf und an gewissen Stellen finden sich wiederum auf dem Dolerit mehrere hundert Meter mächtige Breccien mit eckigen Basaltstücken, Schlacken und Tachylyt. Weiter nach W werden auf dem Dolerit geschichtete, 10—20 m dicke, graue Konglomerate mit angestoßenen und etwas gerollten Steinen angetroffen. Wie gewöhnlich in den neueren Brecciegegenden läßt sich selten die Schichtfolge auf längere Strecken hin verfolgen, die einzelnen Lagen wechseln schnell auf verschiedene Weise ab. Auf der Halbinsel Skagi zwischen dem Skagafjördur und Húnaflói befindet sich eine isolierte Partie von Breccien und Konglomeraten, die wahrscheinlich in der

Vorzeit eine viel größere Ausdehnung besessen hat. Auf dem Wege nach der Ostküste von Skagi trifft man in den Landspitzen bei Selvík einen geschichteten Tuff als Unterlage für einen geschrammten Dolerit, der sich in dünne Fliesen spaltet. Die Tuffe und Breccien, welche sich von Selvík bis Keta fortsetzen, enthalten Gänge und Einlagen von Basalt mit kleinen, verschiedenartig gestellten Säulen, sowie Doleriteinlagen. Auf der westlichen Seite der Halbinsel treten an der Küste Breccien und Konglomerate in noch mächtigeren Massen zutage und sind hier ebenfalls von Dolerit bedeckt, der mitunter diskordant auf dem nach SO abfallenden Tuffe liegt. Am Flusse Fossá findet sich auf der Palagonitbreccie mit Basalteinlagen feiner Tuff mit gerollten Steinchen. Wahrscheinlich haben die Tuff- und Konglomeratbildungen in der Vorzeit den inneren Teil des Skagafjords angefüllt, denn die draußen im Fjord liegende steile Insel Drangey besteht gleichfalls aus Tuff und Breccie.

Die Tuffe und Breccien in den Randgebirgen des Langjökull verhalten sich zu den Doleriten auf ähnliche Weise wie beim Hofsjökull, und obwohl die durch und durch vulkanischen Palagonitbreccien überwiegend vorhanden sind, werden auch hier graue Breccien mit eingemischtem glazialem Schutte und Flußgeröll abwechselnd mit geschliffenen Doleriten angetroffen. Am Hvítárvatn in Hrefnubúdir findet sich rötliche Breccie, darauf Dolerit und über diesem eine grauliche Breccie mit geschrammten und gerollten Basaltstücken mit Tachylytkrusten, welche früher in der älteren Breccie eingelagert waren. Die grauliche Breccie liegt zum Teil diskordant auf dem Dolerit und der älteren Breccie. Im Hrútafell liegt zu oberst Basalt oder Dolerit, darauf folgen braune Breccie und unter dieser graulicher Tuff mit verzweigten Basaltgängen. Der Thjófafell ist aus grauen und braunen Breccien, sowie aus Bimssteinbreccien in verschiedenen Niveaus aufgebaut; hier sind mehrere Basalteinlagen und einzelne Liparitdurchbrüche vorhanden. Die nördlichen und westlichen Randgebirge des Langjökull sowie der Eiriksjökull bestehen aus Breccien mit vielen Einlagen von dichtem, porphyritischem und schlackigem Basalt, jedoch ist die Breccie meistens von Dolerit gedeckt. Ebenso ist der Berg Lyklafell, der sich mit vielen Nebenrücken vom nördlichen Ende des Langjökull aus erstreckt, aus Breccie aufgebaut; in einem, dem Gletscher zunächst befindlichen Rücken, den ich Svartafell nannte, ist die Breccie ganz voll von kugel- und wurstförmigen Basalteinlagen mit leeren Räumen in der Mitte; der in Säulen abgesonderte Basalt ist angefüllt mit Blasenräumen von der Größe eines Stecknadelkopfes. Der Berg Strútur (921 m), westlich vom Eiriksjökull, liegt auf der Grenze der Basalt- und Breccieformation, der unterste Teil besteht aus Basaltdecken mit der Neigung einwärts nach dem Lande zu, während der oberste Teil ganz aus Breccie aufgebaut ist; dieselbe ist von graulicher Färbung und arm an Palagonit, mitunter werden einzelne rotbraune Partien, sowie hier und da ein feiner, geschichteter Tuff angetroffen. In der Breccie fand H. Pjetursson im Jahre 1900 gescheuerte Steine. Südwestlich vom Langjökull erstreckt sich die Breccieformation bei den Tälern des Borgarfjords über den Basalt aus und bildet hier mehrere mächtige Gebirge, welche ihre spitzen Gipfel durch die doleritischen und basaltischen Laven emporstrecken. Der untere Teil der Skotmannsfjöll hinter dem Flókadalur besteht aus brauner Breccie mit eckigen Lavastücken; diese Breccie ist geschrammt und über derselben befindet sich ein graues Konglomerat mit abgerundeten und gescheuerten Steinen; die Oberfläche dieses Konglomerats ist ebenfalls geschrammt und mit zerstreut liegenden doleritischen Wanderblöcken bedeckt. Der Berg Thverfell im Beginn des Lundareykjadalur unterhalb des Reydarvatn besteht ebenfalls aus geschichtetem Tuff und Breccie mit gescheuerter Oberfläche. Das Tal war bereits entstanden noch ehe die Breccie gebildet wurde. Die Hrúdurkarlar an der südlichen Mündung des Kaldidalur sind aus Breccie mit sehr unregelmäßiger Schichtstellung aufgebaut. Am Hvalvatn (404 m ü. M.) sind beträchtliche Brecciemassen über dem Basalt vorhanden und erreichen im Gebirge

Súlur eine Mächtigkeit von 600 m. Der Hvalfell ist ein alleinstehender Berg mit steilen Abhängen, flachem Gipfel und einem kleinen Knoten in der Mitte desselben. Das Gebirge besteht aus unregelmäßig geschichtetem Tuffe und Breccie, hier und da finden sich Höhlen, und zu oberst sind zwei oder drei Einlagen von Basalt sichtbar. Der Berg scheint in einer Vertiefung oder einem Tale in der Basaltunterlage aufgebaut zu sein. Südöstlich vom Hvalfell erhebt sich das Gebirge Súlur (oder Botnssúlur) zu der Höhe von 1100 m mit einer Reihe von scharfzackigen Zinnen mit vielen Karen und Klüften. Der unterste Teil des Gebirges bis zu der Höhe von 85 m über dem Hvalvatn besteht aus Basalt, über diesem findet sich gelbbrauner Tuff, welcher derartig mit verzweigten Gängen, sowie kugel- und wurstförmigen Einlagerungen von Basalt angefüllt ist, daß der Tuff stellenweise fast ganz verschwindet. Mitunter ist eine undeutliche Schichtung mit der Neigung nach außen sichtbar. In den alleroberstenen Rücken und Spitzen wird Dolerit mit großen Olivinkörnern und häufig mit deutlichen Lavawellen auf der Oberfläche angetroffen; von hier sind viele Felsstücke an den Abhängen hinabgestürzt, die von Doleritblöcken wimmeln.

Eine Eigentümlichkeit der Täler bei Mýrar, dem Flachlande vor dem Beginn des Faxaflói, besteht darin, daß sich in den meisten kleinere Gebirge aus jüngeren Palagonittuffen, Breccien und Konglomeraten erheben, die entstanden sind, nachdem die Täler ausgehöhlt waren und ihre jetzige Gestalt erhalten hatten. Diese Tuff- und Konglomeratbildungen treten nur in kleineren, isolierten Spitzen, Knoten und Rücken auf, und ihre Masse ist im Verhältnis zum Basalt unbedeutend, der hier allerwegen die Grundlage und das Hauptmaterial der Gebirge bildet. Auf der westlichen Skardsheidi, im obersten Teile des Hraundalur, in der Nähe des Ausflusses der Langá vom Langavatn, sind mehrere Gebirgsknoten aus Breccie und Tuff vorhanden, die fast das Tal ausfüllen, und zwischen ihnen finden sich Krater, welche einen Lavastrom zur Ansiedlung hinabgegossen haben. Ähnliche Gebirge werden in Hítardalur angetroffen, wie Bæjarfell, Hróberg, Valafell, Klifsandur und Grettisbæli. Der Berg Bæjarfell, beim Gehöft Hítardalur, besteht aus Tuff und Breccie und enthält in einer Höhe von 73 m über dem Gehöft mehrere Höhlen, unter denen die größten Fjárhellir und Sönghellir sind. Der Bæjarfell ist durch niedrige, stark verwitterte Tuffrücken mit dem östlichen basaltischen Gebirgsabhang des Tales verbunden. Der abwechselnd aus gröberen und feineren Lagen zusammengesetzte Tuff ist auf der Oberfläche höchst eigentümlich gestaltet, indem sich hier tiefe Kessel, sägenartig gezackte Rücken, Spitzen und Knoten finden, unter denen Nafnaklettur, in dessen weichen Tuff Besucher ihre Namen geschnitten haben, am meisten bekannt ist. Hróberg und Valafell sind isolierte Tuffgebirge mitten im Tale, Klifsandur schmiegt sich an den westlichen Abhang des Tales bergan. Der Boden des letzteren ist mit Lava bedeckt. Das eigentümlichste Gebirge in diesem Tale ist Grettisbæli auf der westlichen Seite der Talmündung, wo dasselbe einen spitzgezackten Vorsprung bildet, der aus der Wand des Fagraskógarfjall hervorspringt, welcher aus mächtigen Basaltdecken aufgebaut ist. Der Fuß des Grettisbæli ist von der Hítará bespült und untergraben. Der unterste Teil des Gebirges weist eine deutliche Schichtteilung auf, die nach dem Tale abfallenden Lagen bestehen aus Konglomeraten und feinem Sande oder Tuff; die im Konglomerat vorhandenen Basaltstücke sind meistens klein, an einer einzigen Stelle fand ich ein größeres, gerolltes Konglomeratstück, das in der eigentlichen Hauptmasse der Konglomerate eingekittet war. Im südlichsten Teile des Grettisbæli, nahe beim Fuße des Gebirges, untersuchte ich einige flache Konglomeratfelsen, welche gescheuert zu sein schienen, jedoch waren die Eisschrammen verwittert und daher sehr undeutlich. Wo der Fluß Stücke des Gebirgsfußes fortgerissen hat, zeigen sich Lagen von Sand und gerolltem Schutt mit diskordanter Parallelstruktur unter der neuen Lava, welche das Tal ausgefüllt hat. Der oberste Teil des Grettisbæli ist stark verwittert und

hat infolgedessen die merkwürdigste Gestaltung erhalten; mehrere aufrecht stehende, einander kreuzende Rücken sind wahrscheinlich dadurch entstanden, daß einzelne Partien und Adern im Tuffe der Verwitterung gegenüber größere Widerstandskraft besessen haben. Ähnliche Verhältnisse kommen im Hnappatal vor, im obersten Teile des Tales, an der östlichen Seite, namentlich in der Nähe des Hlídarvatn, finden sich mehrere kleine Gebirge aus Tuff, Breccie und Konglomeraten (Hraunholtahnúkar, Sandfell und Thverfell). Dieselben Gesteine werden ebenfalls in einer kleinen Felsspitze zwischen Höfdi und Raudimelur angetroffen, und hier scheinen die Konglomerate von der gescheuerten, doleritischen Lava gedeckt zu sein.

Die Halbinsel Snæfellsnes, welche ein abgeschlossenes Ganze für sich bildet und durch die Niederungen am Hnappadalur vom übrigen Lande abgeschnitten ist, besteht hauptsächlich aus Basalt, wenngleich Tuffe, Breccien und Konglomerate hier ebenfalls in bedeutenden Massen, namentlich auf der nördlichen Seite der Halbinsel, vorhanden sind; die Breccie ruht auf dem Basalt, und die Konglomerate sind wiederum jünger als die Breccie. Der obere Teil des Gebirgszuges auf Snæfellsnes ist in den Einzelheiten noch wenig gekannt, jedoch ist in den hohen Gebirgen zwischen den Ljósufjöll und dem Passe Kerlingarskard Breccie angetroffen worden. Am Drápuhlídarfjall ruht die Breccie auf Liparit und dieser wiederum auf Basalt; die hügeligen Felsen am Kerlingarskard bestehen auf der nördlichen Seite des Gebirgszuges aus Tuff und Breccie; am Wege, der vom Gebirge abwärts führt, findet sich zur Rechten geschichteter Tuff mit wagerechten Lagen. Auf der westlichen Seite des Passes ist der nördliche Rand des Gebirgszuges aus Tuff, Breccie und Konglomeraten bis zum Grundarfjördur hinaus aufgebaut, jedoch tritt hier an mehreren Stellen der Basalt unter dem Tuffe hervor und erstreckt sich in Vorsprüngen und Armen ins Meer hinaus. Westlich vom Kerlingarskard findet sich beim Baulárvatn die Grenze zwischen Tuff und Basalt. Der isolierte Berg Bjarnarhafnarfjall gibt namentlich das Verhältnis zwischen Tuff und Basalt an und scheint darauf hinzuweisen, daß die Basaltgebirge bereits zum großen Teile ihre Gestalt erhalten hatten, als der Tuff auf denselben abgelagert wurde. Der vorderste Teil des Berges besteht aus Basalt mit wagerecht liegenden Decken, während der südliche Teil aus geschichtetem Tuff und Breccie mit bedeutender Neigung nach S gebildet wird; auf dem äußersten steilen Rande des basaltischen Gebirges findet sich dem Gehöft Bjarnarhöfn gegenüber eine kleine Tuffspitze Hestahnúkur, welche der Rest einer älteren Tuffdecke zu sein scheint, indem ein Basaltgang, welcher die Felsspitze durchsetzt, derselben größere Widerstandskraft verliehen hat. Am Beginn des Hraunsfjords und am Kolgrafarfjord überwiegt die Breccie und auf der westlichen Seite des letztgenannten Fjords sind ebenfalls Tuffgebirge vorhanden, so z. B. der Berg Gunnólfsfell, welcher von Basaltgängen durchschwärmt ist, der Lambafell u. a. m. Beim Basaltgebirge Kirkjufell im Grundarfjord finden sich einige herabgerollte Felsblöcke aus grober Breccie, demnach muß wahrscheinlicherweise Breccie auf dem Basalt vorhanden sein. In Búlandshöfdi streckt sich die Breccie zu niedrigeren Niveaus hinab, der unterste Teil der Felsspitze besteht bis zu der Höhe von 100 m aus Basalt, über demselben folgt bis zu der Höhe von 100 m Breccie mit ungefähr gleicher Höhe, und zu oberst sind Tufflagen mit diskordanter Parallelstruktur, abwechselnd mit groben Konglomeraten, vorhanden, in welchen mitunter eingekeilte Basaltdecken mit schöner Säulenstruktur angetroffen werden. Oberhalb Máfahlíd treten die Verhältnisse noch deutlicher zutage. Der unterste Teil des Gebirges besteht aus Basalt, auf demselben ist eine Lage von feinkörnigem Tuff vorhanden, diesem folgen rötlicher, sandsteinartiger Tuff, darauf eine mächtige Basaltdecke mit hohen Säulen und zu oberst grobe Konglomerate. Die in den letzteren vorkommenden Basaltbruchstücke haben meistens die Größe einer geballten Faust, einzelne sind doppelt oder dreifach so groß und sämtlich

völlig abgerundet, kugelförmig oder länglichrund: zwischen den größeren Steinen finden sich stellenweise feiner Sand oder Tufflagen und vereinzelt sehr kleine Bruchstücke von Liparit. Zur Basaltdecke hinauf streckt sich ein ca 4 m dicker Gang mit der Richtung N 30° O. Im Tale oberhalb des Flusses Fródá bildet Breccie das überwiegende Gestein, wenngleich auch hier zahlreiche, eingeschlossene Basaltdecken und über diesen Dolerite angetroffen werden. Bugsmúli zwischen dem Fródártal und Ólafsvík enthält Breccie und Konglomerate. Das Vorgebirge Enni, außerhalb Ólafsvík, bekannt wegen der für die Reisenden so gefährlichen, unablässig herabstürzenden Felsstücke und Rollsteine, besteht zum großen Teil aus Konglomeraten, welche dem Wasser leicht zugänglich sind, infolgedessen sich die eingeschlossenen Felsblöcke ablösen und hinabstürzen. Der oberste Teil des Vorgebirges, zunächst von Ólafsvík, scheint aus Dolerit zu bestehen, diesem folgen rotbraune Tuffe mit einigen dazwischenliegenden Basalt- oder Doleritdecken, dann kommen Konglomerate, welche den untersten und größten Teil des Gebirges bilden; im westlichsten Teile treten jedoch an der Küste einige nach O abfallende Basaltdecken unter den Konglomeraten zutage. Zwischen den einzelnen Tuff-, Basalt- und Konglomeratlagen strömt das Wasser, wahrscheinlich von einem Gletscher herrührend, unablässig hervor, indem es die Gebirgsabhänge untergraben hat, die gleich hängenden Ruinen dem Reisenden Gefahr drohen. Die Randgebirge des Snæfellsjökull sind nach NW hauptsächlich aus Breccie und Tuff in horizontalen Lagen aufgebaut, die stellenweise von jüngeren Lavaströmen und Dolerit gedeckt sind.

Auf der südlichen Seite der Halbinsel Snæfellsnes sind Breccien und Konglomerate viel weniger verbreitet als auf der nördlichen, werden aber auch hier überall auf dem Basalt ruhend, angetroffen. Der südliche Abhang des Snæfellsjökull ist gänzlich mit Lava bedeckt, so daß die Grundlage hier nicht zum Vorschein kommt, dagegen tritt die Breccie sofort hervor, wo das spitzgezackte Vorgebirge Stapafell sich auf die Niederung hinaus erstreckt, denn dieses Gebirge ist ausschließlich aus Tuff und Breccie aufgebaut; wo dasselbe aus dem Gebirgszug hervorspringt, finden sich viele stark verwitterte Rücken, Knoten und Spitzen aus geschichtetem Tuff, sowie mehrere Höhlen wie beim Hítardalur. Die bekannteste von diesen Höhlen, 256 m ü. M., heißt ihres lauten Echos wegen Sönghellir. Unmittelbar innerhalb des Stapafell wird in den Gebirgsabhängen Tuff mit dazwischenliegenden Lavalagen angetroffen, im Knararhlíd besteht der unterste Teil des Gebirges hauptsächlich aus Liparit, der oben am Gebirgsrand mit grober Breccie bedeckt ist; dahingegen ist in der Felsspitze Hestfjall, dicht östlich vom Kambsskard, die Breccie von dicken Basalt- oder Lavalagen überlagert. Innerhalb Axlarhyrna und Búdahraun bestehen die Gebirgsabhänge fast ausschließlich aus Basalt, nur scheinen einige kleinere Tuffpartien den Gebirgsrand südlich vom Mælifell zu decken. Darauf setzen sich die Gebirgsabhänge aus Basalt ununterbrochen bis zum Hnappadalur fort mit Ausnahme einer kleinen abgegrenzten Tuff- und Brecciepartie, welche bei Ellidi senkrechte Wände im Gebirgsrande bildet. Der Tuff liegt zu unterst und auf demselben befindet sich eine grobkörnige Breccie, im östlichsten Teile der Brecciefelsen sind einzelne dazwischenliegende Lagen von hellerem Tuffe sichtbar. Die Breccie scheint hier nur einen kleinen Teil des Gebirgsrandes einzunehmen und durch große Risse in paralleler Richtung mit der Bergkette vom obersten, basaltischen Rücken derselben gespalten zu sein.

Im südwestlichen Teile von Snæfellsnes finden sich dicht an der Küste einige kleine, eigentümliche Tuff- und Konglomeratbildungen, welche dem Anschein nach zusammengehörig sind. Südlich vom Snæfellsjökull sind bereits auf weitem Abstand die prächtigen Lóndrangar sichtbar, die mit emporstrebenden Türmen sich gleich einer gotischen Kirche über die schwarzen Lavafelder der Umgegend erheben. Der größte von diesen Felsentürmen besteht aus Tuff, auf Basalt ruhend, und hat eine größere Widerstandskraft be-

sessen, da er von einem gebogenen Basaltgang durchsetzt und auf der Vorderseite ebenfalls vom Basalt geschützt ist. Etwas östlicher findet sich an der See eine Felsspitze, namens Thúfubjarg (oder Svalthúfa), deren unterster Teil aus Basalt mit senkrechter Säulenstruktur besteht, während die oberste, ca 60 m mächtige Partie aus horizontalen, regelmäßigen Lagen aus Bimssteintuff und Bimssteinkonglomerat aufgebaut ist. Ähnliche Tufflagen werden ebenfalls in Valavík bei Hellnar angetroffen und sind hier von einem großen modernen Lavastrom gedeckt, der sich längs der westlichen Seite des Stapafell ins Meer ergossen hat. Die hohen Küstenfelsen Sölvahamar, östlich von Stapi, sind aus ähnlichem Material wie der Thúfubjarg zusammengesetzt und von gescheuerter Lava gedeckt. Diese Tuffe und Konglomerate scheinen jünger zu sein als andere ähnliche Bildungen in der eigentlichen Gebirgskette auf Snæfellsnes, vielleicht sind dieselben von gleichem Alter wie die Konglomerate bei Mýrar.

Auf der Halbinsel Reykjanes bildet die Palagonitbreccie das Grundgebirge, auf dem die präglazialen, glazialen und postglazialen Laven ruhen; die eigentliche Basaltformation tritt hier nirgendwo zutage. Erst in den kleinen Gebirgen südlich von der Esja guckt der Basalt hervor, und die Basaltdecken haben hier durchgängig die Neigung nach S und SO im Gegensatz zu den nahegelegenen horizontalen Basaltdecken in der Esja. Diese kleinen Gebirge scheinen von der Hauptmasse der Basaltformation abgebrochen und gesenkt zu sein. Auf den Bruchlinien sind warme Quellen vorhanden. Die Palagonitbreccie erstreckt sich über diese kleinen Gebirge, welche von geschrammten und doleritischen Laven umflossen sind. Zu oberst im Stórihnúkur zeigt sich die Breccie von Gängen durchbrochen, auch finden sich hier Einlagerungen von doleritischem Basalt. Nahe bei der Grenze der Basalt- und Breccieformation liegt hier das den Geologen bekannte Seljadalur, von dem Sartorius v. Waltershausen zuerst den isländischen Palagonit beschrieb. Auf der Halbinsel Reykjanes ist die Breccie häufig ohne Schichtung, braun und voll von Schlacken; Konglomerate sind hier nicht gefunden worden. Zu oberst in den Gebirgen ist die Breccie beinahe überall von doleritischer, geschrammter Lava gedeckt, welche an vielen Stellen an den Abhängen hinab und durch die Täler in die darunterliegenden Tuffgebirge geflossen ist. Nur vereinzelt wird Tuff sowohl unter wie über dem Dolerit angetroffen, wie z. B. in Geitahlíd, wo graue Breccie mit basaltischer und doleritischer Lava abwechselt, sowie in einer Kluft bei Ögmundarhraun, wo sich ein Gang bis zu einer im Tuffe liegenden Doleritlage aufwärts streckt. Sehr junge Tuffbildungen finden sich über dem Dolerit in Selvogur (Svörtubjörg), bei Keflavík und Leira, sowie an mehreren anderen Stellen in der Nähe von Reykjavík, namentlich in Fossvogur; dieselben sind postglaziale Küstenbildungen mit Muschelresten, welche ungefähr denen der Jetztzeit entsprechen. Auf Mosfellsheidi fand ich 1898 glaziale Konglomerate, welche gescheuert waren und auf geschrammtem Dolerit [1]) ruhten.

Der Grundfels im ganzen südlichen Tiefland besteht ebenso wie in den Randgebirgen fast ausschließlich aus Tuff und Breccie, wenngleich Gänge und Einlagerungen von Basalt allgemein vorkommen. Die isolierten Gebirge auf dem Flachlande, Búrfell und Mosfell in Grimsnes, der Hestfjall, Vördufjall und Skardsfjall samt einer Menge anderer Bergrücken sind aus Breccie aufgebaut, die mitunter von Basalt und Dolerit überlagert ist. Alle, auf der geologischen Karte dieser Gegenden angegebenen Basaltflecke sind Glieder der Tuff-Formation, untergeordnete Decken, Gänge und intrusive Lagen. Im nordöstlichen Teile des Hestfjall sind die Breccielagen abfallend und gebogen, was ebenfalls an mehreren Stellen in den Rücken am Tungufljót der Fall ist. Der Ingólfsfjall besteht aus sehr grob-

[1]) Geogr. Tidskr. XV, 1899, S. 14.

körniger Breccie mit großen Basalt- und Lavaklumpen; zu oberst im Gipfel finden sich hier in der Breccie dicke Doleritdecken eingelagert, von denen große Stücke herabgerollt sind. Am Bildsfell wird Tuff sowohl unter wie über dem Dolerit angetroffen. Im Skardsfjall sind abwechselnd Lagen von braunem Tuffe, Breccie und sandsteinartigem Tuffe (móhella), nach SO mit eingelagertem Basalt vorhanden. Am Laugardalur sind Tuff und Breccie geschichtet, dasselbe gilt von Kálfstindar, wo an mehreren Stellen zwischen den feinen Tufflagen regelmäßige Streifen von Lavastücken und Bomben sichtbar sind, auch finden sich hier intrusive Basaltmassen. In einer Fortsetzung dieser Gebirgskette nach NO bemerkte ich 1883 im Berge Skrida unter mächtigen Tuff- und Brecciemassen geschliffenen Dolerit. Die zahlreichen Brecciegebirge in Hreppar besitzen beträchtliche Basalt- und Doleriteinlagerungen, die sich häufig zu größeren Decken ausbreiten; in mehreren Rücken und kleinen Gebirgen tritt teils Basalt, teils Dolerit fast alleinherrschend auf. Im Thjórsárdalur fand ich 1888 im westlichen Abhang des Stangarfjall unter einer Doleritdecke 1—2 m mächtige Konglomerate; letztere bestehen aus kleinen und großen Basaltrollsteinen, und um die großen Steine haben sich Geröll, Ton und Sand abgelagert. Die Konglomerate ruhen konkordant auf gelblichen Breccielagen, von denen einzelne halb gerollte Bruchstücke in den Konglomeraten eingelagert sind. Unter diesen fand 1899 H. Pjetursson in einer Breccie gescheuerte Steine, und als er in demselben Sommer die Landschaft Hreppar einer Spezialuntersuchung unterwarf, fand er hier mehrfach alte Moränen mit vulkanischen Tuffen, Breccien und gescheuerten Laven abwechselnd, sowie hier und da in den Tuffen und Breccien zerstreut gescheuerte Steine[1]). Der Vulkan Hekla nebst den denselben begleitenden Gebirgsketten bestehen bekanntlich gleichfalls aus braunen und grauen Breccien und Tuffen, die häufig mit Basalt und Doleritdecken abwechseln. In den Randgebirgen des Tindafjallajökull sowie in den Gebirgsabhängen an Eyjafjöll finden sich Tuff und Breccien abwechselnd mit geschrammten Laven und Konglomeraten, welche vielleicht teilweise Moränen sind[2]). Sämtliche Berge im Mýrdalur, südlich vom Mýrdalsjökull, bestehen aus Breccie und Tuff, welche Gesteine in den höher gelegenen Teilen der Gebirgsabhänge meistens geschichtet sind, wie z. B. in der Arnarstakksheidi. In Pjetursey und bei Vík wird gleichfalls in den unteren Niveaus Schichtung angetroffen, unterhalb Vík finden sich große und kleine Lavastücke, Bomben und Schlacken regelmäßig zwischen den Tufflagen geordnet.

Aus der vorangegangenen Übersicht über die geographisch-geologischen Verhältnisse der Brecciefomation in den verschiedenen Gegenden des Landes geht hervor, daß die hierher gehörigen Bildungen von sehr verschiedenem Alter sind, und daß eine größere Abwechslung in den höher gelegenen Niveaus angetroffen wird, wo die Gletscher und Gletscherflüsse der Eiszeit sich geltend gemacht und Moränen sowie fluvioglaziales Geröll hervorgebracht haben, während die Vulkane gleichzeitig Aschenmassen, Bomben und Lavastücke zutage förderten, und vielleicht zuweilen Scheuersteine aus alten Moränen, die den Vulkan unter dem Eise deckten, ausschleuderten. Ebenso zeigt es sich, daß die Brecciefomation Übergänge einerseits zu der älteren Basaltformation, anderseits zu den jüngeren Doleriten aufweist, und daß die Hauptproduktion der Tuffe und Breccien in einem langen Zeitraum zwischen den Ausbrüchen der alten Basalte und Dolerite stattgefunden hat. In den Tälern des Nordlandes, welche sich am tiefsten einschneiden, wie z. B. im Skagafjord, nimmt man in den oberen Niveaus der Basaltformation eine zunehmende Menge dazwischenliegender Tufflagen wahr, die vordem seltener angetroffen wurden, worauf Tuffe und Breccien

---

[1]) Helgi Pjetursson: The glacial palagonitformation of Iceland. (The Scottish Geogr. Magazine 1900, S. 265—93.)

[2]) Geogr. Tidskr. XII, S. 202f.

gänzlich die Oberhand gewinnen, und der Basalt fast ganz verschwindet. Ebenso treten in den jüngeren Breccien wechselweise geschrammte Dolerite auf, und obwohl die Hauptmasse der Breccieformation älter als die Doleriten ist, kommen trotzdem beträchtliche Tuff- und Konglomeratlagen zwischen den Doleritdecken vor, und über diesen sind ebenfalls mächtige neue, teilweise postglaziale Tuffbildungen vorhanden, deren Material sich jedoch zum Teil nicht auf der ursprünglichen Lagerstätte befindet, denn etliche der neueren Tuffgebirge, wie z. B. Skælingar und Uxatindar, Haugsfjöll und Tindaskagi verdanken unzweifelhaft der Arbeit des Windes und Wassers auf älteren Tuffgebirgen ihre Entstehung.

Die Untersuchungen von H. Pjetursson in den letzten Jahren haben ergeben, daß geschrammte Geschiebe eine bedeutende Ausbreitung[1]) in den oberen Niveaus der Breccieformation besitzen, jedoch ist man noch nicht zur völligen Klarheit über die Verhältnisse der Moränen zur Eiszeit und anderen Formationen gelangt. Die Zahl der eigentlichen Moränen ist verhältnismäßig sehr gering, dagegen werden recht allgemein einzelne gescheuerte Steine in Tuffen und Breccien angetroffen, die übrigens vulkanisch zu sein scheinen, was, wie sich erwarten ließ, auf ein inniges Zusammenwirken von Vulkanen und Gletschern deutet. Die erwähnten, sogenannten Palagonitmoränen sind daher, wie ich früher hervorhob, wahrscheinlich ein Gemisch von wirklichen Moränen, fluvioglazialen Konglomeraten und rein vulkanischem Material und zum großen Teile bei Gletscherläufen entstanden[2]). Infolge der Kombination von Vulkanen und Gletschern auf Island sind die isländischen glazialen Verhältnisse eigentümlich und zugleich verwickelt. Bekanntlich liegen unter vielen großen Gletschern noch tätige Vulkane, die häufig bei ihren Ausbrüchen die Gletscher schmelzen und zertrümmern, so daß große Strecken Landes von gewaltigen Wasserfluten überschwemmt werden. In verhältnismäßig kurzer Zeit wachsen die Gletscher wieder an und sind oft bei dieser Gelegenheit bedeutenden Veränderungen unterworfen. Der Gletscher Breidamerkurjökull, welcher eine Breite von ca 15 km besitzt, ist z. B. seit der Mitte des 18. Jahrhunderts um 7—8 km vorwärts geschritten. In den eisfreien Zwischenräumen können die Flüsse ihre Erosionsrinnen vertiefen und kleine Täler aushöhlen, es bilden sich Tuff, Breccie und Lava, und über die Gletscherfelder werden zahlreiche Eruptionsprodukte ausgestreut, so daß die Gletscher nach kurzer Zeit ganz schwarz aussehen, Asche und Schlacken vermischen sich mit den Moränen. Die Gletscher schreiten dann wiederum über die Eruptionsstellen weiter, und so wiederholt sich dasselbe ununterbrochen. Könnte man einen großen isländischen Vulkan durchschneiden, würde man unzweifelhaft abwechselnde Lagen von Tuff, Breccie, Moränen und geschrammter Lava finden und damit nach der Meinung einiger Geologen den Beweis für unzählige Eiszeiten! Ähnliches hat unzweifelhaft seit dem Beginn der Eiszeit bis auf den heutigen Tag stattgefunden, und wenn man Island in den Einzelheiten untersucht, muß man behutsam mit Generalisationen sein und nicht eilige Schlüsse nach einzelnen Beobachtungen ziehen. Noch heutzutage bilden sich bei den isländischen Gletschern Breccie und Tuff, vermischt mit Scheuersteinen, wie z. B. auf Mýrdalssandur. Der Vulkan Katla ist meistens mit Eis und Schnee bedeckt, und bei den Ausbrüchen wird die große Sandfläche von Wasserfluten überschwemmt, welche Moränen, mit Eis vermischt, große Lava- und Tuffblöcke u. a. m. hinterlassen, sämtliches Material mit vulkanischer Asche, Bomben, Schlacken und Lavastücken untermengt. Bei einem Ritte über Mýrdalssandur findet man meilenweit vulkanische Asche und Schlacken mit Scheuersteinen und Rollsteinen vermischt. Die vielen Gletscherflüsse mit ihren veränderlichen Läufen, die häufig bei neuen Ausbrüchen gänzlich

---

[1]) Oversigt over Vidensk. Selskabs Forhandl. Kopenhagen 1901, S. 147—71.
[2]) Eimreidin VI, 1900, S. 161—69. Geol. Fören. Förhandl. XXII, Stockholm 1900, S. 541—47.

verschwinden, breiten Gerölle abgerundete und geschrammte Steine, Sand und Ton massenweise über das Flachland aus, und derartige vulkanisch-fluvioglaziale Bildungen können durch die Gletscherflüsse viele Meilen von den Gletschern entfernt abgelagert werden. Was die mächtigen Konglomerate bei Mýrar und bei Snæfellsnes betrifft, so sind dieselben noch zu ungenügend in den Details untersucht, als daß sich mit Sicherheit eine Meinung aufstellen ließe. Ich habe dieselben früher für analog mit der diluvialen Nagelfluh[1]) der Alpen gehalten, muß aber die Entscheidung der Zukunft überlassen. Die jüngeren isländischen Konglomerate stehen aller Wahrscheinlichkeit nach in enger Verbindung mit Gletschern und Gletscherflüssen und sind von verschiedenem Alter, einige sind wahrscheinlich präglazial, d. h. gerade vor dem Beginn der eigentlichen Eiszeit entstanden, als sich die Gletscher auf den höheren Gebirgen zu bilden begannen, andere sind glazialen und noch andere vielleicht postglazialen Ursprungs. In allen diesen Zeiträumen können derartige Bildungen geschrammte Geschiebe enthalten, da Island sowohl vor wie nach der eigentlichen Eiszeit bedeutende Gletscher besessen hat. Interglazial kann man keine von diesen nennen, dafür fehlen noch alle Beweise, und es ist überhaupt sehr zweifelhaft, ob Island nach europäischen Begriffen eine eigentliche interglaziale Periode aufzuweisen hat; alles weist darauf hin, daß die Eiszeit in Island zusammenhängend und ungeteilt war.

Es ist unzweifelhaft, daß Breccien und Tuffe früher eine viel größere Ausbreitung und Mächtigkeit besessen haben als jetzt, jedoch sind keine Merkmale vorhanden, die darauf hinweisen, daß die nordwestliche Halbinsel, sowie ein großer Teil der östlichen Fjorde und die hohen Basalthorste im Nordlande von Tuff und Breccie bedeckt waren. Die Tuffmassen, welche sich bereits frühzeitig im Pliocän zu bilden begannen, haben schon damals sicherlich sehr unter der Tätigkeit der Erosion gelitten, welche noch zunahm, nachdem die Entstehung der Gletscher begonnen hatte, und die während der Eiszeit ihren Kulminationspunkt erreichte. Noch heute nimmt man wahr, welche mächtige Tuff- und Brecciemassen von der Unterlage des Vatnajökull und anderer Gletscher durch die Gletscherflüsse fortgeführt werden. Hier und da haben jedoch Basalteinlagen und Basaltströme, sowie die mächtigen Doleriteinlagen und Doleritdecken der Zerstörung Hindernisse bereitet. Die Breccieplateaus in der Mitte des Landes, auf denen die großen Gletschermassen ruhen, sind Überreste eines größeren Plateaus, das sich ursprünglich über das ganze innere Hochland erstreckte; ein Teil desselben ist wohl sicherlich durch Brüche gesenkt worden, die größte Masse hat jedoch die Erosion fortgeführt, noch ehe sich die doleritischen Laven bildeten. Letztere sowohl, als auch die postglazialen, basaltischen Lavaströme haben eine mächtige Decke über weite Strecken der heutigen Tuffgegenden ausgebreitet, infolgedessen die Erosion im Weiterschreiten einigermaßen gehemmt worden ist.

2. Die Doleritformation.

Doleritische, geschrammte Lavaströme haben auf Island eine sehr große Ausbreitung in der Mitte des Landes, wo Breccie und Tuff die Grundlage bilden und moderne Vulkane in Tätigkeit sind. Diese eigentümlichen Doleritlaven liegen diskordant auf der älteren Breccie, dieselben sind sehr selten von Basalt- oder Liparitgängen durchbrochen, die dann sämtlich den postglazialen Vulkanen angehören. Schon frühzeitig wurden die Doleritlaven von verschiedenen Forschern bemerkt, die geologischen Beziehungen derselben zu anderen Formationen hingegen erst spät erkannt. Bereits Eggert Olafsson (1754) war der Ansicht, daß der Dolerit in der Umgegend von Reykjavík eine alte Lava[2]) sei, jedoch

[1]) Geol. Iagttalelser paa Snæfellsnes, S. 93—95.
[2]) Reise gjennem Island I, S. 13f.



nahm Eugène Robert (1835) an, daß der Dolerit zu den ältesten Bildungen des Landes gehören müsse. J. Steenstrup und J. Hallgrimsson (1839/40) fanden, daß die Dolerite auf dem Südlande eine sehr beträchtliche Ausbreitung hatten und nannten dieselbe »Kluftlava«; Hallgrimsson bemerkte, daß diese Laven in einigen Gegenden durch Vertiefungen geflossen waren, und daß sie an anderen Orten (in Hreppar) mit Tuff und Konglomeraten in den steilen Bergabhängen abwechselten. Steenstrup glaubte, daß die Doleriten den jüngeren isländischen Formationen angehörten, daß sie aber mit dem Teile der Basaltformation zusammenhingen, gleichalterig und identisch wären, welcher sich über dem Surtarbrand befindet, was sich jedoch bald als unrichtig erwies. In dem oberen Teile der Basaltformation findet man vielmals Dolerite und graue Plattenbasalte, welche aber, wie die tektonischen Verhältnisse erweisen, viel älter sind. Th. Kjerulf war ebenfalls wie Robert der Meinung, daß der Dolerit bei Reykjavík zu den ältesten Bildungen des Landes gehöre, wenngleich er die Dolerite bei dem Vulkan Ok für verhältnismäßig neue, diesem Vulkan entströmten Laven hielt. C. W. Paijkull (1865) war der erste, welcher die Verhältnisse der Doleritlaven richtig erkannte und nachwies, daß dieselben sowohl Lavastruktur besitzen als auch gescheuert sind, weshalb er dieselben für glazial, während der Eiszeit entflossen, ansah. Auf seiner kleinen geologischen Karte vermerkt er glaziale Lava bei Reykjavík und Ok, aber obwohl er ähnliche Gesteine an anderen Orten fand, wagte er nicht dieselben als glaziale zu verzeichnen. F. Johnstrup (1870 u. 76) und A. Helland (1881) reisten über weite, mit geschrammten Doleritlaven bedeckte Areale, hatten aber merkwürdigerweise weder die Ausbreitung dieser Lavaströme noch ihre geologische Bedeutung erkannt, obwohl beide C. W. Paijkulls Beobachtungen erwähnen. Hieraus ersieht man, wie leicht verschiedene Phänomene der Aufmerksamkeit entgehen können, wenn man nicht seine Gedanken geradezu auf dieselben gerichtet hat. In den Jahren 1881 und 1882 entdeckte ich, daß diese geschrammten Laven in den Gegenden am Thingvallasee und Ölfus, sowie westlich vom Mývatn und am Laxárdalur außerordentlich ausgebreitet waren. Im Sommer 1883 folgte ich den gescheuerten Lavaströmen über die ganze Halbinsel Reykjanes und fand, daß dieselben hier fast überall die Grundlage für die neueren Laven bilden. In demselben Jahre untersuchten K. Keilhack und C. W. Schmidt die Dolerite an verschiedenen Orten im südlichen und westlichen Island sowie bei Jökulsá í Axarfirdi und anderweitig im nordöstlichen Island. Seitdem habe ich auf meinen Reisen beobachtet, daß die geschrammten Lavaströme eine bedeutende Mächtigkeit und enorme Ausbreitung über ausgedehnte Areale im inneren Hochland besitzen und daß sie zum großen Teile den Gletschern des Binnenlandes als Unterlage dienen. Ferner zeigte es sich, daß die Doleritlaven von sehr verschiedenem Alter waren und daß verhältnismäßig junge, wenngleich gescheuerte Ströme sich genau der Skulptur der Unterlage anpaßten, sowie daß mehrere größere Vulkane der Jetztzeit geschrammte Doleritströme bis zum Meere hinunter gesandt haben, demnach also bereits in der Eiszeit tätig gewesen sind. Ferner entdeckte ich einige der Ausbruchsstellen, von denen die glazialen und präglazialen Laven stammen. Mit Rücksicht auf die Ausbreitung dieser Lavaströme erlaube ich mir auf meine geologische Karte über Island hinzuweisen.

Die doleritischen Laven sind im allgemeinen leicht zu erkennen, dieselben unterscheiden sich meistens von den postglazialen Laven durch ihre Farbe und ihr Aussehen. Die Doleriten sind grau oder hellgrau und meistens sehr porös und grobkörnig, so daß die einzelnen Bestandteile makroskopisch leicht unterschieden werden können, wogegen die neueren postglazialen Laven beinahe immer aus dunklen, dichten Basalten oder Anamesiten bestehen und sehr selten doleritische Struktur aufweisen. Die Mineralbestandteile der Doleritlaven, Plagioklas, Augit und Magnetit, sind meistens gleichmäßig verteilt, wo-

gegen beim Olivin das umgekehrte der Fall ist, der zuweilen zerstreut in der Masse auftritt, aber oft einen großen Teil der Felsmasse in Anspruch nimmt, mitunter ein Viertel oder ein Drittel und vereinzelt über die Hälfte des Gesteins (Bláfjöll) bildet. Ältere Geologen beschreiben diese Felsart unter dem Namen Augitandesit, jedoch beträgt der Inhalt an Kieselsäure nur 47—49 Proz. Stellenweise ist der Dolerit ziemlich feinkörnig und spaltet sich dann meistens in Platten, oft ist er auch porphyritisch und zuweilen enthält derselbe große, schwarze, geschmolzene Glaspartikel. An der Oberfläche ist der Dolerit fast immer gleich der Plattenlava mit schönen Wellen und gewundenen Lavaseilen erstarrt, jedoch ist die Oberfläche der Lava nur auf den unterliegenden Doleritdecken sichtbar, da die Gletscher der Eiszeit gewöhnlich die obersten Schlacken und Wellen fortpoliert haben. Mitunter finden sich schöne Gletscherschliffe quer auf den Lavawellen, wie ich derartige unter anderen westlich vom Ferjufjall, nördlich von den Herdubreidarlindir, bemerkt habe, woselbst hübsche, 8—10 cm breite und 3 cm tiefe Gletscherschliffe sich quer auf den kurvenfömigen Lavawellen befinden. Ferner habe ich ähnliche bei Laugarnes, Njardvík, auf Mosfellsheidi und Baldheidi am Kjalvegur gefunden. Auf dem obersten Teile des Bláfjall (südlich von Mývatn), welcher dem Anschein nach als Nunatak durch die Eisdecke emporgeragt hat, sind die Schlackenkrusten der Oberfläche noch vielfach ganz frisch und unberührt, während sie auf dem naheliegenden Sellandafjall, der 200 m niedriger ist, gänzlich fortpoliert sind.

Die Doleritdecken weisen bei genauerer Untersuchung eine völlig deutliche Lavastruktur auf. Die Grundfläche ist immer schlackig, obwohl die meistens rote und glasierte Kruste stets dünn ist; je näher der Oberfläche werden die Blasenräume zahlreicher, um zuletzt in eine halbgeschmolzene Schlackenkruste überzugehen. An gespaltenen Doleritblöcken werden meistens einige eigentümliche röhrenförmige oder gestreifte Partien sichtbar, die vom Innern des Dolerits aufwärts nach der Oberfläche zugehen und von den aufsteigenden Dämpfen der flüssigen Lava herrühren; die Partien sind bedeutend poröser als die übrige Grundmasse und enthalten zahlreiche, verschiedenartig geformte, meistens längliche oder verzweigte Blasenräume. An vielen Stellen sind diese Streifen und Röhren in großer Menge dicht nebeneinander vorhanden, und derartige Steine gleichen Treibhölzern, die von Bohrmuscheln durchbohrt sind. Einen eigentümlichen Einfluß übt das Meerwasser auf den Dolerit aus, indem das Gestein an der Küste, wo dasselbe vom Seewasser bespült wird, auf eine sonderbare Weise zerfressen und durchlöchert ist, da die porösen Teile leichter als die übrige Masse aufgelöst werden. Häufig sind die Doleritblöcke am Meeressaum derartig durchlöchert, daß sie altem Käse gleichen, der von Milben arg mitgenommen ist. Diese Erscheinung tritt nicht nur an der heutigen Küstenlinie, sondern auch an alten Strandlinien 30—40 m ü. M., wie in Öskjuhlid bei Reykjavík, im Ölfus und anderweitig auf. An Flüssen (z. B. Jökulsá in Axarfirdi) sind die Dolerite zuweilen am Wasserspiegel mit einer glänzenden, dunkelgrauen Kruste versehen, und an der Küste besitzen die dichteren Arten nicht selten eine dunkle Oberfläche (Skagi). Die Gletscher der Eiszeit haben häufig die Dolerite mit einer ungewöhnlich schönen Politur versehen, und in den Gegenden, wo Tuff und Breccie das Hauptgestein bilden, besitzen ausschließlich die doleritischen Laven noch deutliche und schöne Gletscherschliffe, die auf den übrigen Felsarten durch den Einfluß der Verwitterung fast immer verwischt sind.

Sehr häufig wird in den Doleriten Säulenstruktur, teilweise mit mächtigen Säulen angetroffen. Hier sollen nur einige Beispiele unter vielen angeführt werden. Südlich von Ok fand ich 1898 eine große polierte Felsfläche von Dolerit, aus Säulenenden von 2—3 m im Durchmesser zusammengesetzt, einige von den Säulen waren sechseckig, andere vier- und fünfeckig. Im Thjósárdalur sind sowohl bei dem Flusse Fossá als auch im Stangar-

fjall Reihen von 7—8 m hohen Doleritsäulen vorhanden; in der Kluft unterhalb des Dettifoss finden sich ebenfalls Reihen von Doleritsäulen, von denen einige gebogen sind. Auf Skagi und der Melrakkasljetta ist der Dolerit häufig in großen Säulen abgesondert, die sich quer in dünne Platten spalten. Am Flusse Bleiksá in der Nähe von Barkarstadir (in Fljótshlid) wird Dolerit mit kleinen sechseckigen Säulen angetroffen, welche nur mit einem Durchmesser von 30—80 cm in 16 cm lange, nach oben konkave Glieder geteilt sind. Ferner habe ich Doleritlaven mit schönen Säulen bei Skoruvik auf Langanes, im Flókadalur, am Kerlingarskard, bei Raudimelur und an mehreren anderen Orten gefunden. Daß sich die Doleritlaven in Platten spalten, ist eine recht gewöhnliche Erscheinung und für einige Gegenden, wo dieses Gestein hervortritt, geradezu charakteristisch, so auf Skagi, Melrakkasljetta, Langanes, Eyfirdingavegur und im Yxnadalur westlich vom Odádahraun; in diesen Gegenden reitet der Reisende täglich über Tausende von zerbrochenen Doleritplatten. Stellenweise wird der Dolerit als Baumaterial verwendet, namentlich in Reykjavík, wo der dortige Dolerit sich leicht nach allen Richtungen spalten läßt, aber porös ist und Wasser aufsaugt, weshalb er zementiert und asphaltiert werden muß, wenn das Wasser nicht eindringen soll.

Zwischen den einzelnen Doleritdecken kommen nicht selten Lagen von roten Schlacken vor, die meistens dünn sind, aber je näher der Ausbruchsstelle selbstverständlich an Mächtigkeit zunehmen. Sehr dicke rote Schlackenlagen kommen zwischen den Doleritdecken im Raudinúpur auf Melrakkasljetta mit der Neigung auswärts vom Krater vor, auf Langanes sind ebenfalls recht mächtige rote Schlackenlagen zwischen den Doleritdecken vorhanden, z. B. bei Skoruvík, mitunter sind auch die Schlacken in roten Ton verwandelt. In Ásbyrgi finden sich in den 100 m hohen senkrechten Doleritfelsen mehrere rote Zwischenlagen und ebendaselbst sind Höhlen auf den Grenzen der Decken vorhanden, über welche der Dolerit Wölbungen wie über Fenster im Rundbogenstil bildet. Mitunter werden auch zwischen den Doleritdecken dünne, unordentlich zusammengekleisterte Lagen von braunem Palagonittuff mit schwarzen Schlacken und reichlichem Tachylyt angetroffen, wie im Hólmsberg und Vogastapi auf Reykjanes, auf Seltjarnarnes usw. Die einzelnen Doleritströme sind von ähnlicher Mächtigkeit wie die Lavaströme der Jetztzeit, meistens nur 5—10 m, selten über 15—20 m dick, jedoch kommen an vielen Stellen zahlreiche, übereinandergehäufte Ströme vor, wodurch die ganze Formation eine sehr bedeutende Mächtigkeit erreicht. Dieselbe ist sehr wechselnd, stellenweise ist das Land von einer einzelnen dünnen Lage doleritischer Lava mit der Mächtigkeit von 5—10 m gedeckt, anderweitig können die Lavadecken im großen ganzen eine Mächtigkeit von 200 m und vielleicht darüber erreichen. Zuweilen sind mehrere Doleritdecken durch Tuffe, Breccien, Konglomerate und alte Moränen voneinander getrennt. Auf dem inneren Hochlande beträgt die Dicke der Doleritformation sicherlich an verschiedenen Stellen 200—300 m. In Ásbyrgi in der Nähe des Axarfjördur am Rande des gewaltigen Doleritareals, das sich vom Vatnajökull bis zum Eismeer hinab erstreckt, erreicht die Mächtigkeit 100—150 m und etwas dem ähnliches in der Kluft der Jökulsá unterhalb des Dettifoss; daraus läßt sich entnehmen, daß sich südlicher stellenweise die Mächtigkeit auf 200—300 m belaufen muß. Dieselbe ist wohl kaum geringer nördlich vom Hofsjökull und Langjökull, und im südlichen Teile von Langanes besitzen die Doleriten eine sichtbare Mächtigkeit von nahezu 350 m. An mehreren Orten lassen sich die neueren doleritischen Lavaströme wie moderne Lavaströme in den Einzelheiten verfolgen, von denen die ersteren sich nur durch den Mangel einer Schlackendecke unterscheiden, die vom Gletscher fortgeführt ist. Mit den älteren Doleriten verhält es sich dagegen ähnlich wie mit dem Basalt, bei beiden ist es nicht leicht, den einzelnen Strom zu verfolgen.

Die doleritischen Lavaströme sind häufig aus vielen kuppelförmigen und länglichen Hügeln zusammengesetzt, die eine Höhe von 50—100 m erreichen können und aus zahlreichen gesonderten Decken bestehen. Derartige Hügel werden z. B. in der Umgegend von Reykjavik angetroffen, aber auf welche Weise dieselben entstanden sind, ist nicht leicht erklärlich, denn auf den modernen Lavaströmen kommen niemals so große Unebenheiten vor. Vom Rücken dieser Hügel sind alle losen Schlacken während der Eiszeit in die Vertiefungen hinabgefegt worden, wo sich dann häufig über dem Schutte Moore und Seen gebildet haben. In den Gegenden, wo der Dolerit überwiegend auftritt, ist die Oberfläche fast stets wellenförmig, wie z. B. die typische Doleritlandschaft nördlich vom Hofsjökull. Alles ist hier eine leblose Öde, ein endloses Meer von graulichen, wellenförmigen Hügeln mit zerstreut umherliegenden Schneehaufen und großen Wanderblöcken, nirgends eine Pflanze, nur hier und da aufgehäufter Schnee und in den Vertiefungen Wasserpfützen. Ähnliche Landschaften finden sich auf Stóri-Sandur und Arnarvatnsheidi, am Odádahraun und auf der Melrakkasljetta.

An vielen Stellen zeigt es sich, daß die Skulptur des Landes im wesentlichen der heutigen glich, als die neueren Doleritlaven hervorbrachen, aber anderseits ist es auch unverkennbar, daß seit dem Ausbruch der ersten Doleritströme viele große Veränderungen in dem Brecciegebiet vor sich gegangen sind. Die doleritische Ausbruchstätigkeit muß sich über einen unermeßlichen Zeitraum erstreckt haben, der mindestens zwei oder dreimal so lang währte, als die ganze postglaziale Periode. Da die großen isländischen Gletschergebiete — Überreste des Binnenlandeises der Eiszeit — zum größeren Teile auf mächtigen Komplexen von Doleritlaven ruhen, ist es klar, daß Island eisfrei oder beinahe eisfrei gewesen sein muß, als dieselben entstanden und es ist nach unserer jetzigen Kenntnis der Eiszeit fast undenkbar, daß diese Laven in einer interglazialen Periode produziert seien, die demnach bei weitem länger gedauert haben müßte als die vorangegangene und nachfolgende Eiszeit zusammengenommen. Sämtliche isländische glaziale Bildungen, die bisher bekannt sind, sowohl die älteren als auch die jüngeren, sind mit Rücksicht auf die Masse verschwindend gering im Vergleich mit den Doleriten, wie auch alle postglazialen Laven kaum ein Drittel des Volumens der Doleriten ausmachen.

Auf der Nordseite des Vatnajökull, südlich vom Odádahraun zeigt es sich, daß sich die doleritischen Laven mehrfach unter die Gletscher erstrecken, obwohl die Grenze in den meisten Fällen von neueren glazialen Bildungen und postglazialer Lava bedeckt ist. Die Moränen sind mit großen Doleritblöcken angefüllt. Um den Kistufell herum tritt der Dolerit in zusammenhängenden Strömen auf, und im Berge selbst sind Bimssteinbreccie und Konglomerate von Dolerit bedeckt, der ebenfalls in Zwischenlagen angetroffen wird. Unter dem Skaptárjökull bei den Quellen des Hverfisfljót ist ebenfalls Dolerit vorhanden, der sowohl in Gestalt von schön geschliffenen Felsen unter dem Gletscherrande als auch in zahlreichen großen Blöcken in den Moränen vorkommt. Unter der neuen Lava von 1783 ragen gescheuerte Doleritrücken hervor. Die Doleritpartie bei Kaldbakur hängt wahrscheinlich mit den Doleritlaven unter dem Skaptárjökull zusammen. Der Arnarfellsjökull (Hofsjökull) ruht ebenfalls auf Dolerit, der sowohl in steilen Felsabhängen am Gletscherrande als auch in Blöcken in den Moränen zutage tritt. In den Randgebirgen dieses Gletschers wechseln gegen N Doleritlaven mit Tuff, Breccie, Konglomeraten und Moränen ab. Ähnliches ist am Langjökull der Fall, wo sich der Dolerit fast überall zeigt, wo die Unterlage des Eises sichtbar wird. Am Beginn des Hallmundarhraun hat sich im Gebirgsabhang gerade unter dem Gletscherrande des Langjökull ein Staffelbruch mit Kratern auf den Spalten gebildet, und hier sind die einzelnen gesenkten Streifen Landes mit alter Doleritlava gedeckt, die ebenfalls an anderen Stellen des Gletscherrandes hervortritt. Auf der

südöstlichen Seite des Langjökull, zwischen dem Hvítárvatn und dem Hrútafell finden sich mächtige Komplexe von doleritischer Lava, welche von Vulkanen herrührt, die jetzt teilweise unter dem Eise liegen; sowohl unter wie über denselben werden Moränen und Konglomerate angetroffen, und ein hier vorhandener Doleritlavastrom scheint sogar in postglazialer Zeit ausgebrochen zu sein[1]). Der Skridufell, ein Vorgebirge zwischen zwei Gletschern, ragt in den Hvítárvatn hinaus und ist ebenfalls von geschrammtem Dolerit bedeckt. In den Moränen werden hier am Rande der meisten Gletscher aufgestapelte, zum Teil riesengroße Doleritblöcke angetroffen. Auf Kaldidalur sind in den Moränen ebenfalls ähnliche Blöcke, sowie fast überall bei den größeren Gletschern vorhanden. Man erhält den Eindruck, daß die Plateaus unter den Gletschern ursprünglich mit einem Gusse von doleritischer Lava versehen gewesen sind, und daß die Breccie nur da hervortritt, wo die Doleritlava aufgebrochen und vom Gletscher fortgeführt ist.

Auf Reykjanes, Snæfellnes und am südlichen Tiefland läßt sich der große Unterschied im Alter der Dolerite leicht erkennen. Längs der Südküste von Reykjanes erstreckt sich eine schmale, niedrige Küsteneinfassung, von der sich die Berge steil zu der Höhe von 200—500 m erheben. Die Gebirgsabhänge sind aus Tuffen und Breccien gebildet, aber an den meisten Stellen zu oberst mit einem steilen Rande aus Dolerit in mehreren Decken versehen, und oben auf dem Bergplateau zeigt es sich, daß diese gescheuerten doleritischen Laven eine bedeutende Ausbreitung unter der neueren basaltischen Lava besitzen. Seitdem diese Dolerite entstanden, haben auf dem Terrain große Veränderungen sowohl durch Senkungen als auch durch die Erosion stattgefunden, das Meer hat das Gebirge angegriffen und ansehnliche Massen losgebrochen und fortgeführt. Die Vertiefungen sind durch neuere doleritische Laven ausgefüllt, die sich in Strömen durch Täler auf das Tiefland hinab ergossen haben, das in der Zwischenzeit vielleicht vom Meere überschwemmt worden war. Auf dem westlichen Abhang des steilen Skálafell (574 m) befindet sich der Paß Lágaskard (270 m), und zwischen diesem und Meitill liegt ein Tal, durch welches ein Doleritstrom auf das Flachland hinuntergeflossen ist; trotzdem das Tal seine jetzige Gestalt besaß und die steilen Abhänge der Gebirge geformt waren, ehe der Lavastrom hinabfloß, ist dieser dennoch schön geschliffen, und in denselben hat späterhin das Meer eine große Brandungsterrasse mit gerollten Doleritblöcken ausgemeißelt, und durch die Doleritlava ist postglaziale, basaltische Lava hervorgebrochen und hat Krater und Ströme gebildet. Möglicherweise, ja höchstwahrscheinlich, hat das Meer hier in Ölfus einmal in der Doleritperiode, zwischen dem Ausbruch der älteren und jüngeren Dolerite höher gestanden als jetzt, und die steilen Gebirgabhänge haben damals ihre Gestalt erhalten. Vielleicht gehören die Höhlen am Thurrárskard (80 m ü. M.) jener Zeit an, während die Brandungsterrassen und Strandwälle in Ölfus jüngeren Ursprungs sind und vom Schlusse der Eiszeit herrühren, als sich die Meeresfläche wieder hob. Bei Hólar, östlich vom Geysir, hat H. Pjetursson Sand und Ton unter der Doleritlava angetroffen und bei angestellten Bohrungen wurden bei Öskjuhlid in der Nähe von Reykjavík unter 27 m Dolerit 3 m Sand und unter diesem Ton gefunden. Daraus geht hervor, daß das südliche Tiefland wahrscheinlich zweimal unter dem Meeresspiegel gelegen hat. Obwohl demnach gewisse Teile von Reykjanes von alten Doleriten gedeckt sind, die seitdem durch Erosion und tektonische Bewegungen vielfach verändert wurden, sind doch noch größere Strecken mit neuen Doleritströmen bedeckt, die alle Vertiefungen ausfüllen und sich genau der Unterlage anpassen, so daß es sich zeigt, daß die Skulptur vor dem Ausbruch der neuen Doleritströme völlig dieselbe als jetzt war. Überall finden sich auf Reykjanes unter der modernen Lava Dolerite mit recht erheblicher

[1]) Geogr. Tidskrift X, 1889, S. 24.

Mächtigkeit (in Vogastapi 70—80 m); von Mosfellsheidi erstrecken sich gewaltige doleritische Lavaströme nach Reykjavík zu hinab und haben die isolierten Basaltgebirge in Mosfellssveit umflossen, dieselben ruhen an einigen Stellen auf Basalt (z. B. bei Kleppur), an anderen (südlich von Kópavogur) auf Palagonitbreccie. Auf der Halbinsel Snæfellsnes treten die Dolerite auf ähnliche Weise wie auf Reykjanes, wenngleich viel sparsamer auf. Hier wird ebenfalls die gleiche Trennung zwischen älteren und jüngeren Doleriten angetroffen. Oben auf der eigentlichen Gebirgskette finden sich über Konglomeraten, Breccie und Basalt steil abgeschnittene Doleritfelsen, wie sich dieselben aber auf den schwierig zugänglichen, steilen Gebirgsrücken verhalten, ist noch nicht untersucht. Bekannter sind dagegen die neueren Dolerite, welche in Strömen von der Gebirgskette selbst hinabgeflossen sind, nachdem Snæfellsnes seine jetzige Gestalt erhalten hatte. Diese gescheuerten Lavaströme sind genau an dieselben Ausbruchsstellen gebunden, wie die postglazialen Laven, auch hat der Vulkan Snæfellsjökull viele, jetzt gescheuerte Lavaströme bis zum Meere hinabgesandt[1]). Außerdem sind neuere Ströme westlich von Stadastadur, bei Raudimelur und nördlich vom Kerlingarskard vorhanden.

Um das südliche Tiefland herum sind die Verhältnisse zwischen den älteren und jüngeren Doleriten dieselben. Rund um dieses Senkungsgebiet finden sich über Breccie und Konglomeraten ausgedehnte Doleritmassen, die jedoch häufig von spätglazialen und jüngeren Bildungen bedeckt sind. Auf dem obersten Rande der Plateaugebirge werden die Doleritströme nach dem Tieflande zu häufig abgebrochen angetroffen. So ist zu oberst im Ingólfsfjall grobkörniger Dolerit mit großen Olivinkristallen vorhanden, von dem große Blöcke herabgestürzt sind. Ebenso werden Doleritdecken auf den meisten Bergen bei Hreppar und im Thjórsárdalur, wie in den Grundgebirgen des Tindfjallajökull und Eyjafjallajökull, auf dem Hestfjall und anderweitig angetroffen. An allen diesen Orten fallen die Doleritfelsen steil nach dem Tieflande zu ab. Außerdem sind nicht wenige geschrammte Doleritströme vorhanden, die auf das Tiefland hinabgeflossen sind, nachdem dieses seine jetzige Gestalt erhalten hatte; derartige kommen in beträchtlicher Ausdehnung in Biskupstungur, bei Geysir, in Grafningur, Grimsnes und Holt vor, sowie unter den neueren, postglazialen Laven auf Land (Lækjarbotnar, Thingskálar). Vielleicht hat die Senkung des Tieflandes nach dem Ausbruch der älteren Dolerite stattgefunden, was jedoch nicht notwendig ist; denn wenn sich hier bei einem höheren Wasserstande, wie bereits erwähnt, eine Bucht herauf erstreckt hat, bevor die jüngeren Dolerite gebildet wurden, können die Gebirge durch die Brandung verkürzt und abradiert worden sein.

Die allergrößte Ausbreitung und Mächtigkeit erlangen die Dolerite auf dem inneren Hochland. Hier ist es schwieriger, die jüngeren Dolerite von den älteren zu unterscheiden, da das Terrain an den wenigsten Stellen wesentlichen Veränderungen unterworfen gewesen ist, seitdem die doleritische Ausbruchstätigkeit begann. Die kleinen Plateaus, auf denen die Gletscher ruhen, sind jetzt, oder waren es in der Vorzeit, mit Dolerit bedeckt, ebenso wird dieses Gestein in Einlagen unter beträchtlichen Tuffmassen angetroffen, wenngleich die Hauptmasse der Gletscherplateaus, soweit bekannt ist, älteren Ursprungs als die Dolerite sind. Die große Verwerfung, welche sich über Súlur und Ok bis zum Hrútafjördur erstreckt, ist älter als die Dolerite, welche hier die Bruchlinie überschwemmt und einen doleritischen Lavastrom in das Flókadalur hinabgesandt haben; über den hier vorhandenen Doleriten und mit denselben wechselnd werden ebenfalls Tuff, Konglomerate und Moränen angetroffen. Wie früher beschrieben, finden ähnliche Verhältnisse nördlich vom Hofsjökull und Langjökull statt. Nördlich vom Vatnajökull erstrecken sich die Dolerite bei Skjálfandi

[1]) Näheres über die Doleriten auf Snæfellsnes in meiner Abhandlung Geol. Iagttagelser paa Snæfellsnes. Stockholm 1891, S. 38—41.



und Axarfjördur bis zum Meere hinab, auch kommt dasselbe Gestein in großen Massen auf Melrakkasljetta und Langanes vor. Die steilen doleritischen Gebirgsabhänge auf Langanes beweisen, daß im Laufe der Zeit ansehnliche Stücke Landes vom Meere abgebrochen und fortgeführt wurden. Östlich von der Jökulsá auf dem Hólsfjöll habe ich keine doleritischen Laven gefunden, dessenungeachtet können dieselben unter den mächtigen Bildungen der neueren Tuffe und »móhella« vorhanden sein. Längs der Ostseite des Skjálfandafljót treten die Dolerite auf großen Strecken zutage, und die ganze vulkanische Gegend östlich von der Bruchlinie des Bárdartals ist gesenkt. Oben auf den Plateaugebirgen im Odádahraun (Dyngjufjöll, Búrfellsfjöll, Bláfjall, Sellandafjall u. a. m.) werden Dolerite in mächtigen Decken angetroffen; hier sind die Umgebungen der Gebirge gesenkt und zahlreiche Bruchlinien und Verwerfungen vorhanden. Auf dem Flachlande fallen die Doleritströme gleichmäßig nach dem Meere zu ab und bei Kelduhverfi treten gescheuerte Dolerite allerwärts am Rande der postglazialen Laven an die Oberfläche[1]). Äolische Tuffbildungen (Móhella) habe ichan mehreren Stellen unter den Doleritlaven gefunden, namentlich in Skaptafellssýsla, und, wie bereits erwähnt, ruhen mächtige Tuffe und Breccien auf den Doleriten sowohl südlich vom Hlödufell als auch am Öræfajökull und auf Langanes; ähnliche Verhältnisse, wenngleich in geringerem Maßstab werden in Hreppar, Grafningur und anderweitig angetroffen. Auf Langanes befindet sich die Grenze zwischen Dolerit und der neueren Breccie in der Höhe von 350 m im Gunnólfsvíkurfjall, am Thverárdalur 320 m, und auf dem Heidarfjall 175 m ü. M. Die jüngeren Tuffe und Breccien, welche auf dem Dolerit liegen, besitzen eine Mächtigkeit von 100—370 m.

Wie sich die doleritischen Lavaströme zu anderen Formationen innerhalb der pliocänen und pleistocänen Ablagerungen verhalten, ist noch bei weitem nicht hinlänglich untersucht, jedoch gehört die Kenntnis von ihrem Dasein ja auch der neueren Zeit an; da dieselben so eng an neuere Breccien, Tuffe, Konglomerate und Moränen geknüpft sind und mit letzteren wechseln, können diese Beziehungen erst durch langwierige, systematische Spezialuntersuchungen aufgeklärt werden. Wie bereits angedeutet, ist es klar, daß im südwestlichen Island die jüngeren Dolerite von den älteren unterschieden werden müssen, was ziemlich leicht geschehen kann, da hier so große Veränderungen während der Doleritperiode durch vulkanische Senkungen sowie auf andere Weise stattgefunden haben. Sehr viel schwieriger ist es auf dem Hochlande im nördlichen Island diesen Unterschied zu machen, da hier weniger erhebliche Veränderungen des Terrains vor sich gegangen sind. Eine systematische Untersuchung der Schichtfolgen in den südlicheren Talenden des Nordlandes wird wahrscheinlich von Bedeutung sein für die Aufklärung der Altersverhältnisse. Sollte es sich an verschiedenen Lokalitäten herausstellen, daß vor den jüngeren Doleriten das Niveau des Meeres höher und vielleicht identisch mit der spätpliocänen Strandlinie auf Tjörnes gewesen ist, so könnte diese Kenntnis möglicherweise in der Nähe der Küste ein gutes Hilfsmittel bieten, um den Unterschied zwischen den jüngeren und älteren Doleriten festzustellen.

Glaziale Vulkane. Als ich im Sommer 1881 meine Untersuchungen begann, war nur ein einziger geschrammter Vulkan auf Island bekannt, nämlich der Vulkan Ok, und seitdem ist es mir geglückt, über 20 derartige Vulkane außer einigen zweifelhaften zu entdecken, auch hat es sich herausgestellt, daß vier oder fünf postglaziale Vulkane wahrscheinlich während der Eiszeit oder vor derselben ihre Tätigkeit begonnen haben. Einstweilen ist es unmöglich zu entscheiden, ob diese Vulkane während der Eiszeit oder gerade vor derselben die meisten Ausbrüche gehabt haben, ob dieselben wirklich glazial oder

---

[1]) Siehe Näheres über die Doleriten in diesen Gegenden: Mitteilungen der k. k. Geogr. Gesellschaft, Wien 1891, S. 125—29. Geogr. Tidskr. XIII, 1895, S. 118f.

präglazial sind. Der Kürze wegen habe ich dieselben auf meiner geologischen Karte »glazial« genannt, da dieselben Spuren der Eisschrammung aufweisen.

Höchstwahrscheinlich ist der Vulkanismus während der Eiszeit und gerade vor derselben unter denselben Formen tätig gewesen wie jetzt. Wie bereits besprochen, kommen in der Jetztzeit Spalteneruptionen mit oder ohne Kraterreihen am häufigsten auf Island vor, wenngleich auch viele Lavakuppeln vom Dyngjatypus, sowie Vulkane vom Vesuvtypus angetroffen werden. Aller Wahrscheinlichkeit nach sind erhebliche Massen von doleritischer Lava aus Spalten gequollen, jedoch sind die Gletscher der Eiszeit über dieselben hinweggeschritten und haben alles lose Material fortgeschabt, infolgedessen sämtliche Schlackenkrater völlig verschwunden sind; nur wo die Schlacken während der Ausbrüche sofort mit Lavaströmen bedeckt wurden, sind Schlackenkrater erhalten. Daher ist es natürlich, daß man noch keine glazialen Kraterreihen gefunden hat. Bei eingehenderen Untersuchungen ist jedoch die Möglichkeit nicht ausgeschlossen, daß die Spalten entdeckt werden, aus denen viele Doleritströme hervorgequollen sind. So ist es nicht unwahrscheinlich, daß die große Spalte des Laki, aus welcher die Lavaströme vom Jahre 1783 geflossen sind, bereits während der Eiszeit Eruptionen gehabt hat, worauf die Neigung der Doleritströme schließen läßt, welche in der Nähe der Quellen des Hverfisfljót unter älteren und postglazialen Laven liegen. Mehrere glaziale oder präglaziale Vulkane vom Vesuvtypus sind noch, obwohl als Ruinen, erhalten, während Lavakuppeln von der Dyngjagestalt am besten bewahrt sind infolge ihrer großen Widerstandsfähigkeit der Erosion gegenüber und sich noch als schön geformte Lavakuppeln, die völlig den modernen Vulkanen dieser Art gleichen, vom Terrain abheben. Zuweilen sind die Kraterschlünde erhalten, wenngleich die meisten mit glazialem Schutte angefüllt sind. Wegen anderer Geschäfte hatte ich selten Zeit, diese Vulkane näher zu untersuchen. Im folgenden sollen nur die verschiedenen glazialen Vulkane aufgezählt werden, welche ich mehr durch Zufall entdeckt habe, als daß ich sie aufgesucht hätte; bei eingehenderen Untersuchungen werden unzweifelhaft noch mehrere gefunden werden.

In den vulkanischen Gegenden, nördlich vom Vatnajökull zwischen den Flüssen Skjálfandafljót und Jökulsá habe ich fünf glaziale Eruptionsstellen angetroffen. Am Kistufell befindet sich eine Doleritkuppel mit 2—3° Neigung, welche den Namen Urdarháls erhielt, und in welcher ich vom Gipfel des Trölladyngja aus einen großen, tiefen Schlund wahrnehmen konnte, der vielleicht ein Krater ist; im östlichen Abfall sind Spalten mit postglazialen Kraterreihen vorhanden. Vadalda, südlich vom Dyngjavatn, ist eine ähnliche, aber bedeutend größere Kuppel mit derselben Neigung von 2—3°. Die Oberfläche beider Kuppeln ist gescheuert und von heftigen Sandstürmen poliert, welche in diesen Gegenden so häufig auftreten. Der Grjótháls bei Eilifur ist eine Doleritkuppel von großer Ausdehnung mit 2° Neigung, in der Umgegend finden sich viele neue Spalten und Senkungen. Der Bláfjall und Sellandafjall, südlich vom Mývatn, sind ebenfalls alte, glaziale Vulkane, obwohl sie nicht Dyngjagestalt besitzen. Der oberste Teil des Sellandafjall besteht aus einem grobkörnigen, olivinreichen, geschrammten Dolerit; eine kesselförmige Vertiefung im Gipfel dieses Berges scheint ein alter denudierter Krater zu sein. Der oberste Teil des Bláfjall wird ebenfalls aus einem olivinreichem Dolerit, stellenweise mit großen, ausgeschiedenen Plagioklaskristallen, gebildet; die Oberfläche des Berges hat noch ihre Lavastruktur bewahrt und auf der südlichsten Spitze desselben befindet sich ein mächtiger, elliptischer Krater. Der Bláfjall besitzt eine Höhe von 1225 m ü. M. Ich halte den Krater vielleicht für einen präglazialen und nehme an, daß derselbe mit dem obersten Teil des Berges während der Eiszeit aus dem Binnenlandeise als Nunatak hervorgeragt hat und deshalb seine Lavastruktur bewahren konnte, während der Sellandafjall mit der

Höhe von nur 1002 m vom Eise gescheuert wurde. Die Gebirgsterrassen nordöstlich vom Bláfjall bestehen aus Dolerit, welches Gestein im obersten Teile der Búrfellsfjöll, sowie im Sellandafjall und Bláfjall auf Palagonitbreccie ruht. Seit den Ausbrüchen dieser Vulkane muß eine sehr bedeutende Erosion in Verbindung mit tektonischen Bewegungen stattgefunden haben. Ebenso ist es wahrscheinlich, daß die Dyngjufjöll bereits in der Eiszeit ein Ausbruchszentrum bildeten, gescheuerte Laven waren dort vorhanden, aber die Ausbruchsstellen habe ich nicht gefunden.

Die großen doleritischen Lavafelder der Melrakkasljetta müssen von mehreren Ausbruchsöffnungen herrühren, obwohl ich hier nur einen einzelnen, kleinen, glazialen Vulkan gesehen habe. Die äußerste nordwestliche Spitze der Halbinsel Raudinúpur wird durch eine kleine, 76 m hohe Doleritkuppel mit steilen Felsen nach dem Meere hinaus gebildet; ihren Namen hat diese Spitze nach den roten Abstürzen in den Abhängen erhalten, die aus dicken roten Schlackenlagen zwischen Doleritdecken mit einer schwachen Neigung von der Mitte der Kuppel auswärts, bestehen, in der sich ein großer Krater in Form einer regelmäßigen Schale befindet. In den Felsen nach der See hinaus nisten viele Seevögel und im Krater sind Fuchshöhlen vorhanden, für deren Bewohner diese Felsspitze ein ausgezeichnetes Jagdrevier abgeben muß. Unzweifelhaft wird man später auf Langanes mehrere glaziale Vulkane entdecken, die vielen roten Schlacken zwischen den Doleritlagen deuten darauf hin, daß sich in der Nähe Ausbruchsöffnungen befinden. Im Skálabjarg ist gegen O nach dem Meere hinaus eine große, hufeisenförmige, kraterähnliche Vertiefung vorhanden, andere habe ich nicht entdeckt, obwohl solche unzweifelhaft existieren; so finden sich auch wahrscheinlich in der Gebirgsgruppe am Gunnólfsvíkurfjall doleritische Ausbruchsstellen.

Die gewaltigen Doleritmassen, welche nördlich vom Hofsjökull angetroffen werden, rühren wahrscheinlicherweise von diesem Gletscherplateau her, jedoch liegen die Ausbruchsstellen vielleicht unter dem Eise; in den Höhenzügen bei Vatnahjalli ist vielleicht ebenfalls ein Eruptionszentrum vorhanden. Im Vestur-Skaptafellssyssel finden sich ziemlich ausgebreitete, doleritische Lavaströme; aber auch hier liegen die Ausbruchsstellen zum Teil unter dem Eise. Der plattenförmige Dolerit auf der Gebirgskette Björn erstreckt sich aufwärts nach dem Vatnajökull. Oberhalb Sida befinden sich zwei ziemlich flache Kuppeln Kaldbakur und Geirlandshraun, die aller Wahrscheinlichkeit nach doleritische Kuppelvulkane gewesen sind; mehrere andere Gebirge haben gewiß ebenfalls doleritische Ausbrüche gehabt, wie vielleicht der Berg Blængur, bei welchem ein doleritischer Lavastrom mit 10—15 m hohen Rändern vorhanden ist. Die größten glazialen Vulkane werden im südwestlichen Island, namentlich in dem angrenzenden Hochland angetroffen. Der Tindfjallajökull ist gewiß einmal in der Vorzeit ein gewaltiger, mit Eis bedeckter Vulkan gewesen, dessen mit Gletschern geschmückter Gipfel sich auf einem Plateau erhebt, das aus wechselnden Lagen von Tuff, Breccie, geschrammten Laven und alten Moränen aufgebaut ist; in postglazialer Zeit scheint dieser Vulkan keine Eruptionen gehabt zu haben. Der Eyjafjallajökull, von gleichem Bau wie der vorige, hat in historischer Zeit einige Ausbrüche aufzuweisen, zuletzt im Jahre 1822. Lyngdalsheidi, eine Vulkankuppel östlich vom Thingvallasee, hat bedeutende Ausbrüche in postglazialer, vorhistorischer Zeit gehabt, unter den neueren Laven findet sich gescheuerter Dolerit, und von diesem rührt gewiß ein Teil der Doleritströme her, die in Grimsnes stellenweise aus dem Erdreich zutage treten, obgleich wohl der größte Teil vom Hestfjall, einer Vulkanruine, stammt, die H. Pjetursson auch kürzlich untersucht hat[1]).

---

[1]) Oversigt over Vidensk. Selsk. Forhandl. Kopenhagen 1904, S. 251—53.

Auf der Halbinsel Reykjanes ist die Oberfläche derartig von neueren Laven überschwemmt, daß die Unterlage nur selten zum Vorschein kommt, weshalb ich auch nicht deutliche Doleritkuppeln entdecken konnte; möglicherweise ist die hier vorhandene Lava gleich den Lavaströmen der Jetztzeit, aus Spalten hervorgequollen. Der Berg Skálafell (574 m) bei Ölfus scheint jedoch eine alte Vulkanruine zu sein. Derselbe erhebt sich auf einem Plateau von grobkörniger, geschrammter Lava mit großen Olivinkristallen, und am Rande desselben finden sich noch viele tätige Solfataren. Die Lavaströme vom Skálafell scheinen ebenfalls durch den Lágaskard hinab und gegen NW zum Ölfus geflossen zu sein. Der Gipfel des Skálafell besteht ebenfalls zum größten Teil aus Dolerit, aber gegen S aus Tuff und Breccie; der Berg ist von der Erosion arg mitgenommen. Früher glaubte man, daß die mächtigen Doleritströme auf Mosfellsheidi und in der Umgegend von Reykjavík vom Vulkan Ok stammten, jedoch fand ich im Jahre 1898, daß dem nicht so war und daß dieselben von lokalen Ausbruchszentren herrühren müssen. Bereits im Jahre 1889 hatte ich bemerkt, daß ein großer Teil der Laven auf Mosfellsheidi vom Borgarhólar, südlich vom Grimmansfell, und vielleicht teilweise von einigen, weiter nach SO liegenden Höhen stammen müsse. Wie bereits erwähnt, sind mehrere doleritische Lavaströme von der Gebirgskette auf Snæfellsnes herabgeflossen, jedoch sind ihre Ausbruchsstellen noch nicht untersucht. Auf der nördlichen Seite des **Kerlingarskard** befindet sich einer der größeren Doleritströme, welche sich mit leicht gewölbter Oberfläche vom Meere zum Passe hinauf erstreckt, oben fand **H. Pjetursson** eine von der Erosion sehr mitgenommene Vulkanruine, von welcher dieser Strom höchstwahrscheinlich herrührt[1]), vielleicht gehört die gescheuerte Lava auf dem Lágafellsháls demselben Vulkangebiet an. Postglaziale Lava (Berserkjahraun) ist nördlich von der Gebirgskette einer Kraterreihe entströmt, welche in naher Verbindung mit dieser alten Ausbruchsstelle stehen muß. Im Sommer 1890 entdeckte ich auch, daß der **Snæfellsjökull** schon sehr frühzeitig seine vulkanische Tätigkeit begonnen hat, beträchtliche doleritische und basaltische geschrammte Lavaströme rühren von diesem großen Vulkan her, einer der größten Ströme ist abwärts nach Ingjaldshóll und Keflavík zu geflossen. Im Vorgebirge Olafsvíkurenni und am Fródárdalur wechseln gescheuerte Doleriten mit Tuff und Konglomeraten ab[2]).

In der Umgegend des Langjökull ist in der Doleritperiode die Ausbruchstätigkeit sehr rege gewesen. Schon früher habe ich die große Bruchlinie erwähnt, welche sich in einem Bogen hinter den Tälern des Borgarfjords nach dem Hrútafjördur hinauf erstreckt. Die Basaltlagen am Hvalfjördur und Borgarfjördur haben eine Neigung von 4—10° einwärts nach dieser Verwerfungslinie, die von Doleritlaven, neueren Tuffen und Moränen überdeckt ist. Auf der Bruchlinie sind vier Vulkane entstanden, nämlich Súlur, Ok, Dofinsfjall und Sljettafell. **Súlur** (1108 m) ist von mir 1898 bestiegen und untersucht worden, von **H. Pjetursson** im Jahre 1903[3]). Dieser Berg ist eine Vulkanruine aus Tuff und Breccie, stellenweise mit Überresten alter Doleritströme, häufig mit schönen Lavawellen auf der Oberfläche, bedeckt. **Ok** (1188 m) ist eine riesenhafte Doleritkuppel, welche große Lavaströme nach allen Seiten ergossen hat; mit ihrer Schneedecke und regelmäßigen Gestalt nimmt sich diese Kuppel von weitem prächtig aus. Ok besitzt, obwohl von größeren Dimensionen, eine große Ähnlichkeit mit dem Vulkan Skjaldbreid; derselbe hat gegen S eine Neigung von 8—10°, anderweitig 4—5°. Die Lavakuppel ist über Tuffgebirgen aufgebaut, welche aus den Seiten des Vulkans hervorspringen, und unter denen eins der bedeutendsten der Fanntófell gegen S ist, von welchem sich Tuffrücken am Vulkan hinauf

---

1) A. a. O., S. 221.
2) Geol. Iagttagelser paa Snæfellsnes, S. 40.
3) Geogr. Tidskrift XV (1899), S. 13 f. Oversigt over Vidensk. Selsk. Forh. 1904, S. 230.

erstrecken, welche ebenfalls von Doleritlava bedeckt sind; hieraus ist ersichtlich, daß das Zentrum des Vulkans Ok sich später gesenkt hat, worauf auch mehrere Spalten hindeuten. Die einzelnen, von diesem Vulkan stammenden Lavaströme erheben sich vom Terrain als zahlreiche geschrammte Rücken und Höhen, ein Strom ist in das Flókadalur hinabgeflossen, jedoch haben im übrigen die Terrainverhältnisse der Lava nicht gestattet die Täler zu erreichen. Bei den Skotmannsfjöll, kleinen Bergen aus Tuff und Konglomeraten, sind die Doleritströme gegen S gespalten, um sich wieder zu vereinigen, jedoch zeigen tiefe Niederungen um diese Berge, was für große Bergmassen die Gletscher der Eiszeit später fortgeführt haben. Viel unbedeutender sind die beiden doleritischen Ausbruchsstellen auf Tvídægra, wenngleich diese Doleritkuppeln der des Ok in Gestalt gleichen, obwohl dieselben viel flacher sind. Der Vulkan Sljettafell besitzt eine Neigung von 3—4°, der viel kleinere Dofinsfjall von 2—3°. Vielleicht ist der Eiriksjökull eine doleritische Ausbruchsstelle, jedoch noch nicht hinlänglich untersucht, auch sind möglicherweise Strútur, Hlödufell, Bláfjall und Jarlhettur Vulkanruinen und ursprünglich Ausbruchszentren für doleritische Laven gewesen, und es ist nicht unwahrscheinlich, daß noch mehrere unter den Eisfeldern des Langjökull verborgen sind. Auf der Ostseite des Langjökull befinden sich drei kuppelförmige Doleritvulkane in der Nähe vom Hvítárvatn. Baldheidi mit einer Neigung von 4°, ein zweiter, demselben ähnlich, aber etwas steiler (5—6°) oben im Rande des Langjökull und ein dritter südwestlich von Hvítárvatn auch im Rande des Gletschers. Dem zweiten ist ein ziemlich großer doleritischer Lavastrom (Leggjabrjótur) entflossen, dieser ist an der Oberfläche schlackig und ganz unverändert, hat keine Gletscherschrammen und ist darum vielleicht postglazial. An dem östlichen Ende dieses Lavastroms ist ein kleiner See vorhanden, der auf den Karten[1]) nicht angegeben ist. Anderweitig sind die Doleritströme dieser Vulkane gescheuert und stellenweise von grauen, erhärteten und geschrammten Moränen und Konglomeraten überlagert. Den südlichsten Lavavulkan Geldingafell bei Bláfellsbálsar besuchte ich nicht (1888), aber die Wölbung ist den gewöhnlichen Doleritkuppeln sehr ähnlich[2]). Auf dem Doleritgebiet des Nordlandes, Skagi, sind einstweilen keine Ausbruchsstellen gefunden worden, da nur die Küste näher bekannt ist, des schlechten Wetters wegen konnte ich 1896 das Innere dieser Halbinsel nicht untersuchen. Th. Kjerulf erwähnt 1850 eine Doleritlava auf dem Rücken von Tindastóll, welche der von Reykjavík sehr ähnlich sieht und sich als ein Strom ohne Schlackenoberfläche verfolgen läßt. Auch teilt er mit, daß sich hier östlich von Skidastadir ein etliche hundert Fuß tiefer, kraterförmiger Einschnitt im Berge befinde[3]).

Zu den in postglazialer Zeit tätigen Vulkanen, die ebenfalls doleritische, geschrammte Laven ausgeworfen haben, muß der Öræfajökull gerechnet werden. Bei diesem Vulkan werden gleichfalls gescheuerte Doleritströme, unter anderen zwischen Hof und Hnappavellir angetroffen, dieser Dolerit tritt aus Tuff- und Brecciemassen von mehreren hundert Meter Mächtigkeit an die Oberfläche; ebenso soll in Ingólfshöfdi über der Breccie Dolerit vorhanden sein. Bei der Bestimmung des Alters der gescheuerten Laven in den eisgedeckten großen Vulkanen muß man vorsichtig zu Werke gehen, man kann nicht ohne weiteres bestimmen, ob dieselben glazial oder präglazial sind, auch können sie ebensogut postglazialen Ursprungs, nach der Eiszeit, sogar in historischer Zeit gebildet sein, da sich die auf einem Vulkan befindlichen Gletscher leicht verändern, indem dieselben bei Ausbrüchen völlig

---

[1]) Ebensowenig auf W. Bisikers Spezialkarte über Kjalvegur, da das sehr interessante Terrain nördlich vom Hvítárvatn auf dieser Karte nicht gemessen, sondern nur skizziert ist. W. Bisiker: Across Iceland, London 1902.

[2]) Andvari XV, 1889, S. 93, 97f. Geogr. Tidskr. X, S. 24.

[3]) Th. Kjerulf: Bidrag til Islands geognostiske Fremstilling. (Nyt Magazin for Naturv. VII, S. 48f.)

schmelzen und bei einem erneuerten Vorwärtsschreiten ganz neue Lavaströme scheuern können. Der hohe Snæfell, nördlich vom Vatnajökull, ist ebenfalls ein alter präglazialer oder glazialer Vulkan, auf dem zuletzt ein Liparitausbruch stattgefunden hat. Bei einem flüchtigen Besuch dort oben konnte ich keine geschrammten Laven entdecken, trotzdem ist ihr Vorhandensein nicht ausgeschlossen. In Kverkfjallarani, wo sich viele postglaziale Kraterreihen finden, wird vielfach unter der neueren Lava gescheuerter Dolerit angetroffen, jedoch sind die Ausbruchsstellen nicht bekannt. Unzweifelhaft wird man bei näherer Untersuchung viele Fundorte von alten Vulkanruinen in der isländischen Breccieformation finden.

Mit Rücksicht auf die Erscheinungen in der Doleritformation drängt sich die Frage auf, weshalb sich die Korngröße des Gesteins mit einem Male verändert, wenn eine lang andauernde Periode von dichten Basalten plötzlich von einer Ausbruchsperiode mit grobkörnigen Doleriten abgelöst wird, um wiederum vor neuen Ausbrüchen von dichten Basalten zu weichen. Gleichzeitig muß hervorgehoben werden, daß die intrusiven Massen in der Breccieformation — auch während der Doleritperiode — basaltisch sind.

Wie bereits erwähnt, hatte C. W. Paijkull (1865) erkannt, daß die doleritischen Laven aus jüngerer Zeit stammen und gescheuert sind, weshalb er dieselben für glazial, während der Eiszeit entflossen, hielt, ohne jedoch diese Annahme durch Beweise zu unterstützen. In den Jahren 1881—83 untersuchte ich die Umgegend von Reykjavík, die Gegenden am Thingvallasee und am Mývatn, sowie die ganze Halbinsel Reykjanes und fand, daß diese gescheuerten Laven eine sehr große Ausbreitung besaßen; damals war ich derselben Ansicht wie Paijkull, daß die Doleritlaven glazial seien[1]). Im Sommer 1884 untersuchte ich die gewaltigen Doleritmassen, welche den Untergrund des Ódáðahraun bilden, fand aber unter der Doleritformation nirgends Moränen oder Gletscherschliffe und hielt mich daher nicht mehr für berechtigt, dieselben für glazial zu erklären; da die Interglazialzeiten zu jener Zeit noch nicht erfunden waren, nannte ich die Doleriten damals und auch späterhin präglazial[2]), welche Bezeichnung Herr K. Keilhack im Jahre 1886 ebenfalls annahm[3]). Seitdem hat H. Pjetursson einige alte Moränen in Hreppar und anderweitig unter geschrammten Doleritströmen[4]) gefunden, und ich selbst hatte gescheuerten Tuff zwischen den Doleritlaven auf Mosfellsheidi und am Nordlingafljót angetroffen; hierdurch war der Beweis geliefert, daß die Dolerite teilweise glazial sind, wie ich vor dem Jahre 1884 annahm, die Hauptmasse scheint jedoch älteren Ursprungs zu sein, wenigstens fehlen einstweilen die Beweise für das glaziale Alter der mächtigen, alten Dolerite. Demzufolge ist es nicht mehr zweckmäßig, die Dolerite »präglazial« oder »glazial« zu zu nennen, vielmehr müssen dieselben ohne Rücksicht auf die Bestimmung des Alters nur »geschrammte Laven« oder »Doleritformation« heißen. Nach der Kenntnis, welche wir jetzt von der isländischen Geologie besitzen, ist es nicht angebracht, den Doleriten die Bezeichnung »interglazial« beizulegen, entweder muß die Hauptmasse derselben glazialen oder präglazialen Ursprungs, von der Übergangszeit zwischen dem Pliocän und Pleistocän, sein. Eine so lange Interglazialzeit ist in einem Lande mit dem Klima und der Lage von Island kaum denkbar, auch weist in den naheliegenden Ländern nichts auf eine so kolossale Unterbrechung der Eiszeit hin. Was die isländische Doleritformation mit den dahin gehörigen Bildungen so eigentümlich macht, ist das unausgesetzte Zusammenwirken von Eis und Feuer, Gletschern und Vulkanen, welches hier im späteren Abschnitt der geologischen Geschichte von Island stattgefunden hat. Die neueren isländischen Formationen

---

1) Th. Thoroddsen: Vulkanerne paa Reykjanes (Geol. Fören. Förhandl. VII, Stockholm 1884, S. 155).
2) Pet. Mitt. 1885, S. 331.
3) Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Gesellsch., Bd. XXXVIII, 1886, S. 394.
4) The glacial Palagonite-Formation of Iceland (The Scott. Geogr. Magaz. 1900, S. 265—93).



bestehen aus einer Mischung von Laven, Tuffen, Breccien, Moränen, geschrammten Geschieben, fluvioglazialen Bildungen, sowie aus Konglomeraten, die während der regnerischen, die Eiszeit einleitenden Zeiten entstanden. Könnte man einen der großen isländischen, mit Gletschern bedeckten Vulkane durchschneiden, würde man, wie früher erwähnt, unzweifelhaft abwechselnde Lagen aller dieser Bildungen finden, wie ja dem ähnliches auch in den Andes[1]) angetroffen ist.

Subglaziale Eruptionen. Zum Schlusse will ich noch bemerken, daß eine gewisse Möglichkeit vorhanden ist, daß die Dolerite teilweise glazial oder vielmehr subglazial seien, nämlich Laven, die früher oder später unter dem Binnenlandeis geflossen sind; in diesem Falle würde unstreitig vieles erklärt werden, was rätselhaft erscheint, jedoch spricht auch vieles dagegen. Schon damals, als ich die Dolerite zu untersuchen begann, drang sich mir dieser Gedanke auf, aber ich sah bald ein, daß demselben zu wenige zuverlässige Beobachtungen zugrunde lägen, unter andern kennt man von den eisgedeckten Vulkanen der Jetztzeit nur Ascheneruptionen mit Bomben, Schlacken usw., wohingegen man nicht mit Sicherheit aus solchen Vulkanen Lavaströme fließen sah. Faktisch wissen wir nichts über die Tätigkeit der Vulkane unter einer mächtigen Eisdecke. Die bekanntesten isländischen Gletschervulkane befinden sich in oder bei den Rändern der Eisfelder, und sowohl der Öræfajökull, wie der Eyjafjallajökull besitzen eine besondere Eisdecke, welche im Verhältnis zu dem eigentlichen Binnenlandeis von geringer Mächtigkeit ist. Während der Ausbrüche dieser Vulkane wird die Ausbruchsstelle eisfrei, die Gletscher der Vulkane werden zertrümmert und Wasserfluten mit Eisstücken überschwemmen das Tiefland. Diese Ausbrüche sind immer sehr gewaltsam, von heftigen Explosionen mit lautem Knallen und donnerartigem Getöse über das ganze Land und Aschenregen begleitet. Das unausgesetzt zuströmende Wasser verursacht Explosionen und Zerteilung des Magma zu Asche und Schlacken. Häufig haben auch Ausbrüche im Vatnajökull unter dem eigentlichen Binnenlandeis stattgefunden, dieselben sind aber bisher immer zahmer Natur gewesen. Während dieser Ausbrüche steigt auf kürzere oder längere Zeit eine Aschensäule vom Eisfeld in die Höhe, welch letzteres verhältnismäßig unbedeutenden Veränderungen unterworfen ist; einige Flüsse schwellen an und zertrümmern Gletscher, welche weit von der Ausbruchsstelle entfernt sind, während der Ausbruch selbst meistens von geringer Bedeutung zu sein scheint. Diese subglazialen Ausbrüche gleichen in vielem den submarinen Ausbrüchen auf tiefem Wasser, und wir wissen nichts darüber, was auf der eigentlichen Ausbruchsstelle vor sich geht. Es ist durchaus nicht undenkbar, das ein aus der Erde hervorquellender Lavastrom auf eine so mächtige Eisdecke stößt, daß er sie nicht zu schmelzen vermag und unter derselben weiterfließt, indem er sich wie die intrusiven Magmaströme verhält, welche zwischen Basaltlagen oder sedimentäre Lagen eindringen, in welchem Falle das Eis die Rolle des passiven Gesteins spielt. Der Lavastrom würde selbstverständlich der Erdoberfläche oder der Grenze zwischen jener unter dem Eise folgen. Unter den geschrammten Doleritlaven habe ich niemals Blocklaven (apalhraun), sondern immer nur Plattenlaven (helluhraun) gefunden. Die isländischen Doleritlaven scheinen in petrographischer Hinsicht den doleritischen »sills« zu gleichen, welche innerhalb der schottischen Basaltformation so allgemein vorkommen; dieselben sind grobkörnig, weil sie während der Erstarrung einem beträchtlichen Drucke ausgesetzt waren. Im Grunde scheint es ebenso denkbar, daß Lavaströme unter dem Binnenlandeis an der Erde entlang, wie auf dem Meeresboden geflossen sind, submarine Laven sind ja vielfach bekannt. Der Druck, welchen die überliegenden Eis-

---

[1]) J. S. Diller: Mount Shasta (National Geogr. Monogr., Bd. I, 1895, S. 237—68). I. C. Russell: Volcanoes of North America, New York 1897, S. 227f.

massen ausüben, ist zwar nicht zu vergleichen mit dem Drucke, den Lavaströme bei dem Eindringen in viele hundert Meter dicke Basaltgebirge zu überwinden haben, dennoch scheint die Möglichkeit nicht ausgeschlossen, daß die Dolerite subglazial sind, was ich nur bemerke, um die Aufmerksamkeit auf diese Verhältnisse zu lenken und das Interesse zu wecken, Beweise dafür oder dagegen zu sammeln. Wie aus dem vorangegangenen hervorgeht, ist man noch weit entfernt, Klarheit über die geologischen Verhältnisse der Doleritformation erlangt zu haben, weshalb es notwendig ist, ihre Entstehung von verschiedenen Gesichtspunkten aus zu beleuchten, sowie spezielle Untersuchungen über das Verhalten der Dolerite zu anderen Bildungen in den verschiedenen Teilen des Landes anzustellen.

In der geologischen Geschichte von Island machen sich zwei Zeitgrenzen für die vulkanische Produktion bemerkbar, wo sich die normale basaltische, welche in der tertiären Periode sowie in der Jetztzeit die herrschende ist, plötzlich verändert. Zuerst wird die Lavaproduktion zurückgedrängt und die ungeheuren Massen von Bruchstücken, Asche und Schlacken, aus denen die Palagonitformation besteht, werden aufgehäuft, worauf sich später die Produktion wiederum verändert und die Breccien von Doleritlaven übergossen werden. Die Ursachen dieser Veränderungen kennt man nicht; in chemischer und mineralogischer Beziehung ist die vulkanische Produktion seit den ältesten Zeiten bis auf den heutigen Tag dieselbe geblieben, nur die Struktur und Größe des Kornes haben sich verändert. Da Island in der Übergangsperiode vom Miocän zum Pliocän in der Mitte sich gesenkt hatte und infolgedessen enorme offene Spalten im vulkanischen Gürtel entstanden, läßt es sich denken, daß große Wassermassen während längerer Zeiträume leichteren Zugang zu dem glühenden Magma hatten als vordem, wodurch Explosionen und eine vermehrte Zerteilung des Magma erfolgte. In diesem Umstand muß die Veranlassung zur Bildung der ungeheuren Tuff- und Brecciemassen gesucht werden, da Lavalagen auf der Oberfläche zu den seltenen Erscheinungen gehörten, wohingegen intrusive Lagen desto häufiger auftraten. Es muß jedoch eingeräumt werden, daß man in Wirklichkeit noch ebensowenig die Ursachen zur Bildung der Palagonitformation als zu dem allgemeinen Vordrängen und Innehalten der Doleritlaven kennt.

3. Glaziale Bildungen.

Ältere Moränen. Wie es sich erwarten läßt, werden in Island verschiedenartige Spuren der Eiszeit ebenso häufig angetroffen, wie in anderen nördlichen Ländern. Diese Merkmale der Gletscher der Eiszeit, wie Moränen, Wanderblöcke, Gletscherschliffe und dergl. mehr, sind jedoch niemals systematisch untersucht worden und von den meisten Geologen, welche Island besucht haben, sind nur allgemeine Bemerkungen und wenige vereinzelte Beobachtungen vorhanden. Man hat noch keinen Versuch gemacht, eine eingehendere Klassifikation der Ablagerungen der alten Gletscher vorzunehmen und ist nicht den Spuren der Eisbewegung gefolgt, so daß man hieraus sichere Schlußfolgerungen über verschiedene aktuelle Fragen, die glaziale Geologie betreffend, entnehmen könnte. Hier ist noch ein weites Feld für zukünftige Untersuchungen vorhanden, namentlich da sowohl die älteren wie die jüngeren Moränen mit vulkanischen Tuffen und Breccien vermischt sind und nicht selten zusammen mit Konglomeraten und fluvioglazialen Bildungen auftreten und ebenfalls mit älteren und jüngeren Lavaströmen abwechseln. Erst in den letzten Jahren hat man nähere Kenntnis von den ältesten isländischen, glazialen Bildungen, alten Moränen in den oberen Niveaus der Palagonitformation, erhalten, die besonders von dem isländischen Geologen Helgi Pjetursson studiert worden sind.

Bereits in den Jahren 1791—94 bemerkte Sveinn Pálsson Konglomerate am südlichen Tiefland; später werden dieselben 1847 von Sartorius v. Waltershausen, sowie

von Winkler 1858 erwähnt und bei dem Eyjafjöll von K. Keilhack 1883 untersucht; letzterer ist der erste, welcher die merkwürdige Ähnlichkeit der Konglomerate mit modernen Moränen hervorhebt, aber geneigt ist, sie für tertiär zu halten, da er über denselben mächtige Komplexe von Doleriten und Basalten fand[1]). Seitdem habe ich an vielen Orten Konglomerate gefunden, so im Thjórsárdalur, in Fljótshlid und Skaptafellssýssla, bei Mýrar und Snæfellsnes, sowie auf dem Hochlande. Da die Konglomerate meistenteils von gescheuertem Dolerit bedeckt sind, schien es mir am wahrscheinlichsten, daß sie von Flüssen vor der Eiszeit oder vom Beginn derselben stammen, da sie häufig ein fluvioglaziales Aussehen haben. Auf Snæfellsnes und Mýrar fand ich 1890 an vielen Stellen mächtige Konglomeratbildungen, von denen einige entstanden zu sein schienen, bevor die Halbinsel Snæfellsnes ihre jetzige Gestalt erhielt, weshalb ich dieselben für analog mit der diluvialen Nagelfluh[2]) der Alpen schätzte. Andere auf der Südseite der Halbinsel und bei Mýrar sind jüngeren Ursprungs. Im Jahre 1893 fand ich in Fljótshlid eine ganze Reihenfolge von Bildungen, die Moränen ähnlich sahen und in hohem Grade denen glichen, welche Keilhack bei den Eyjafjöll entdeckte und die auch hier mit basaltischen und doleritischen Strömen[3]) abwechselten. In der Gegend bei Merkjá fand S. Pálsson bereits 1791 Konglomerate. Ebenso traf ich im Sommer 1893 bei Skælingar im inneren Hochlande mitten in der Breccie- und Tuff-Formation ein prächtig geschrammtes Niveau und über demselben Konglomerate sowie 200—300 m dicke Tuff- und Breccielagen, in denen die eingelagerten, häufig abgerundeten Steine deutliche Merkmale von der Einwirkung des Flugsandes aufwiesen[4]). Über dieser Breccie findet sich bei Sydri-Ofæra und anderweitig gescheuerter Dolerit[5]). Bei Núpsstadur ist der Gebirgsrand mit Basalt bedeckt, unter welchem sich jedoch eine schichtweise geteilte Breccie findet; in dem palagonitischen Bindemittel sind eine »Menge Rollsteine von der Größe einer geballten Faust vorhanden, zwischen welchen aber auch viele kleine und große eckige Steine vorkommen, die anscheinend nicht an irgendwelchem rollenden oder abschleifenden Prozeß beteiligt gewesen sind«[6]), jedoch bemerkte ich nicht an diesen Steinen zweifellose Schrammen oder Gletscherschliffe. Im Jahre 1896 fand ich nördlich vom Hofsjökull sehr ausgedehnte Breccien und Konglomerate auf gescheuertem Dolerit ruhend[7]), und 1898 auf Mosfellsheidi Breccien, die geschrammt waren und auf gescheuertem Dolerit ruhten[8]).

Im Sommer 1899 entdeckte H. Pjetursson in Hreppar zwischen Konglomeraten und Breccien unzweifelhafte gekritzte Gletschergeschiebe, und mit diesem interessanten Funde war demnach der Beweis geliefert, daß diese Breccien und Konglomerate zum Teil wirklich von alten Gletschern herrührten[9]). Diese glazialen Bildungen bestehen teils aus fluvioglazialen Konglomeraten, teils aus Breccien mit eckigen und abgerundeten Steinen mit Eisschrammen und einer graulichen Grundmasse, die mit geschrammten Doleriten, vulkanischen Tuffen und Breccien abwechselt. Nach der Entstehung dieser Moränen ist die Gegend einer bedeutenden Erosion und tektonischen Bewegungen ausgesetzt gewesen. Später hat H. Pjetursson an verschiedenen Stellen auf dem Nordlande und Snæfellsnes ähnliche

---

1) Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Gesellsch., Bd. XXXVIII, 1886, S. 384f.

2) Geol. Iagttagelser paa Snæfellsnes. (Bih. till. K. Sv. Vet. Akad. Handl., Bd. XVII, Afd. II, Nr. 2, 1891, S. 30—37, 93—95. Geogr. Tidskr. XI, 1892, S. 144—46.)

3) Geogr. Tidskr. XII, 1894, S. 203.

4) Ebenda S. 204.

5) Ebenda S. 216.

6) Ebenda S. 205.

7) Geogr. Tidskr. XIV, 1897, S. 23.

8) Ebenda XV, 1899, S. 14.

9) The glacial palagonite-formation of Iceland (The Scottish Geogr. Magaz. 1900, S. 265—93). Moræner i den islandske Palagonitformation (Overs. Vidensk. Selsk. Forhandl., Kopenhagen 1901, S. 147—70).

Bildungen gefunden, welche im allgemeinen den oberen Niveaus der Breccieformation angehören, und der Beschreibung nach scheint die Mächtigkeit der zweifellos altglazialen Moränen im Verhältnis zu den ungeheuren vulkanischen Tuff- und Brecciemassen nur gering zu sein. Aus seinen Beobachtungen zieht H. Pjetursson ziemlich weitgehende Schlußfolgerungen, das Alter und die Bildung der Palagonitformation betreffend, indem er annimmt, daß Island mehrere Interglazialzeiten gehabt habe und daß während einer von diesen, der »großen Interglazialzeit«, das ganze Land eisfrei gewesen und der größte Teil der gewaltigen Doleritformation entstanden sei. In dieser Hinsicht bin ich jedoch nicht einig mit H. Pjetursson, auch reichen die vorhandenen Beobachtungen nicht zur Begründung so weitgehender Schlußfolgerungen hin. Obwohl viele der beschriebenen Breccien und Konglomerate zweifellos unter dem Einfluß der Gletscher entstanden sind, müssen jedoch auch viele der sogenannten Moränen angezweifelt werden, und einige Konglomerate sind sicherlich nicht glazialen, sondern tertiären Ursprungs. In verschiedenen grauen Konglomeraten hat H. Pjetursson sogar in der Basaltformation sogenannte Scheuersteine gefunden, die nicht einwandfrei sind, und bekanntlich brauchen die gekritzten Geschiebe nicht immer glazialen Ursprungs zu sein, derartige fand z. B. A. Penck in miocänen Konglomeraten[1]. Wo mächtige Basalt- und Doleritmassen auf Lagen von Konglomeraten mit toniger Grundmasse ruhen, kann es wohl kaum vermieden werden, daß unter dem enormen Drucke einige Geschiebe in den sich setzenden tonigen Ablagerungen gekritzt werden.

Im inneren isländischen Hochlande sind jüngere Moränen an der Oberfläche sehr verbreitet, was namentlich in den Basaltgegenden der Fall ist, während in den Brecciegegenden außerordentlich viele Veränderungen durch Ausbrüche und Erosion stattgefunden haben, so daß die glazialen Bildungen nur selten zutage treten. Zwischen den Flüssen Jökulsá und Skjálfandafljót sind bekanntlich bedeutende Areale (4300 qkm), mit moderner Lava gedeckt, vorhanden, während an den Rändern des Odádahraun geschrammte doleritische Laven sichtbar sind, auf denen stellenweise erhebliche Überreste von alten Grundmoränen, besonders im westlichen Teile längs des Flusses Skjálfandafljót und nordwestlich vom Sellandafjall angetroffen werden. Östlich von der Jökulsá sind große Strecken mit Flugsand bedeckt, der hauptsächlich durch Verwitterung des Palagonittuffes entstanden ist. Westlich vom Vatnajökull ist die Umgegend der Fiskivötn teils von Lavaströmen, teils von ungeheuren Massen Flugsand bedeckt, der die älteren glazialen Bildungen völlig verhüllt. Westlich von den Flüssen Thjórsá und Skjálfandafljót ist das isländische Hochland hauptsächlich von glazialen Bildungen bedeckt, obwohl auch hier weite Strecken von Lavaströmen und Mooren eingenommen werden. Die alten Grundmoränen des Hochlandes treten nicht in zusammenhängenden Decken auf, sondern sind durch Sande und neueren Detritus getrennt; das Material besteht aus grobem Schutte mit abgestoßenen, teilweise gekritzten Steinen, stellenweise sind auch dazwischen tonige Partien vorhanden. Die ursprünglichen Moränen sind vielfach sehr verändert, indem das Material umgelagert und ausgewaschen ist; große Sandflächen sind entstanden, die unausgesetzt von den Gletscherflüssen der modernen Gletscher umgearbeitet und von den Gletscherbächen mit Ton überlagert, sowie mit vulkanischem Staube und Steinpartikeln, die der Frost lossprengt, vermischt werden. Auch ist es wahrscheinlich, daß die Grundmoränen schon damals umgearbeitet wurden, als die ursprüngliche Eisdecke im Begriff war sich zurückzuziehen. Die ursprünglichen Verhältnisse lassen sich daher nicht leicht feststellen. An anderen, von den modernen Gletscherkuppeln entfernter liegenden Orten sind die Verhältnisse weniger kompliziert und die Veränderungen geringfügiger. Die Vertiefungen des Hochlandes sind mit Gletscherschutt,

[1]) Pseudoglaziale Erscheinungen (Das Ausland Nr. 33, 18. August 1884, S. 641—46).

der mit Ton vermischt ist, angefüllt, und bei einer nicht allzu bedeutenden Höhe über dem Meere sind in derartigen Gegenden ausgedehnte Moore oder große Seengruppen entstanden, wie auf Arnarvatnsheidi, Mývatnsheidi und Jökuldalsheidi. Bei näherer Untersuchung wird es sich zweifellos zeigen, daß die ursprünglichen Moränenmassen auf weiten Strecken durch ältere und jüngere Gletscherflüsse umgelagert und verändert worden sind; noch jetzt bilden die Gletscher des Hochlandes häufig Gletscherseen, die bald verschwinden und Tonflächen hinterlassen, welche wiederum von gröberem Flußgeröll bedeckt werden. Natürlicherweise ist die Mächtigkeit der glazialen Bildungen des Hochlandes sehr verschieden, aber nur äußerst selten werden gute Profile angetroffen.

Stellenweise findet man auf dem Hochlande, daß die tonige Grundmoräne in ein hartes Konglomerat verwandelt ist, so berichtet Th. Kjerulf von Arnarvatnsheidi und Holtavörduheidi: »Als neuere Bildung wird in kleinen Talschüsseln auf dem Plateau, sowie hier und da unten in den Tälern ein hartes, grobes Konglomerat, mit einem tonartigen Bindemittel mit Rollsteinen, angetroffen, das dem loseren Friktionsdetritus entspricht[1].« Ähnliche Bildungen fand ich mehrfach auf Arnarvatnsheidi und Tvídægra 1898; am Nordlingafljót, nördlich vom Saudafell kommen diese grauen Konglomerate unter gescheuertem Dolerit und auf einem älteren gescheuerten Doleritstrom ruhend, vor. In den Gebirgsabhängen bei Hrefnubúdir findet sich diskordant auf der Palagonitbreccie eine neuere spätglaziale Konglomeratbildung, welche aus abgestoßenen und abgerundeten Basaltbruchstücken mit grauem, tonartigem Bindemittel besteht. Die in den Konglomeraten enthaltenen Basaltstücke scheinen ursprünglich von älteren, aufgeriebenen Lagen von Palagonitbreccie herzurühren; etliche Stücke sind an den Seiten mit Tachylytkrusten versehen, was bei den in der Palagonitbreccie vorkommenden Basaltbruchstücken gewöhnlich der Fall ist. Daß diese Konglomerate diluvialen Ursprungs sind, zeigt sich sehr deutlich etwas weiter nordöstlich am Beginn des Fródárdalur im sogenannten Raudafell. Dieser Berg besteht hauptsächlich aus Palagonitbreccie, Tuff und diluvialen Konglomeraten, welche von gescheuertem Dolerit bedeckt sind, und auf diesen ruhen diskordant die neueren graulichen Konglomerate. Ähnliche glaziale Konglomerate und Breccien habe ich bei Baldheidi, Thverbrekkur und westlich vom Kjalhraun über und unter den Doleriten gefunden. Als ich im Sommer 1888 diese interessante Gegend besuchte, hatte ich leider keine Zeit für eine genaue Untersuchung. In den Bergen in der Nähe von Hvítárvatn wechseln vulkanische Tuffe und Breccien mit glazialen Konglomeraten und Jökulhlaupbildungen ab, und man findet auch glazial-lakustrine Tone und Gerölle. Vier alte Strandlinien übereinander sind an Hrefnubúdir und anderen Orten deutlich. Hvítárvatn war früher ein glazialer Stausee. Das Schmelzwasser vom östlichen Langjökull wurde von großen Gletscherzungen, die vielleicht von Hofsjökull ausgingen, spät in der Eiszeit aufgestaut[2].

Wie auf dem Hochlande selten ausgeprägte End- und Seitenmoränen, sondern nur mehr oder weniger umgebildete Grundmoränen angetroffen werden, so gilt dasselbe auch von einem großen Teile des tiefer liegenden Landes. Als die Eiszeit ihren Höhepunkt erreicht hatte, war Island völlig eingehüllt in eine Eisdecke, aus der nur hier und da in der Nähe des Randes einzelne kleine Spitzen und Vorgebirge hervorragten, weshalb auch hier wie auf dem Inlandeis von Grönland geringe Veranlassung zur Bildung von Oberflächenschutt vorhanden war, Grundmoränen spielten die Hauptrolle. Wahrscheinlich haben sich die Gletscher des Hauptlandes nach allen Seiten in das Meer hinauserstreckt, wo sie dann »gekalbt« haben. Die in den Tälern und Tiefländern vorhandenen Seiten- und Endmoränen stammen aus späteren Zeiten, als sich das Eis zurückzog; dieselben konnten sich nur da

[1]) Bidrag til Islands geognostiske Fremstilling. S. 46.
[2]) Näheres über diese Gegend in Andvari XV, 1889, S. 88—114.

bilden, wo die Gletscher zeitweise stationär blieben. Auf der nordwestlichen Halbinsel herrschten andere Verhältnisse; dieser abgesonderte Landesteil besaß ebenfalls eine Eisdecke für sich, die jedoch kaum so mächtig gewesen sein kann wie das Eis des Binnenlandes. Die Konfiguration und Skulptur des Nordwestlandes hat sich ebenfalls von der des Hauptlandes unterschieden; ebenso wie heutzutage war das Hochplateau eben mit scharf geschnittenen Rändern, und wahrscheinlich hatten sich schon damals die Täler im wesentlichen entwickelt. Von der Eisdecke des Nordwestlandes haben sich mehrere kleinere Gletscher mit dazwischenliegenden eisfreien Rücken in das Meer hinaus erstreckt, weshalb auch in diesem Teile des Landes alte Seiten- und Endmoränen viel häufiger vorkommen als im Hauptlande. Während der späteren negativen Verschiebung der Strandlinie ist auch hier, wie in anderen Gegenden des Landes ein beträchtliches Moränenmaterial durch die Tätigkeit des Meeres umgebildet worden. Die Moränen der Tiefländer und Täler, sowie die Bildungen der Hochländer sind einstweilen noch sehr unzulänglich bekannt und überhaupt ist die Kenntnis der isländischen glazialen Formationen auf vereinzelte, zufällige Beobachtungen basiert, und bisher ist noch gar kein Versuch gemacht worden, die Lagerung an den einzelnen Lokalitäten näher zu untersuchen und aufzuklären, wie sich letztere zueinander verhalten.

Im südlichen isländischen Tieflande kommen Moränen nur mitunter zum Vorschein. Keilhack bemerkte auf der 16 km langen Strecke von Skálholt bis Uthlid, zwischen den Flüssen Brúará und Tungnaá (wahrscheinlich Tungufljót) eine nur stellenweise von Mooren unterbrochene, zusammenhängende Moräne, deren Oberfläche mit prächtig gescheuerten Steinen bedeckt war[1]). In diesem Tieflande sind im allgemeinen Glazialbildungen selten an der Oberfläche sichtbar, sondern liegen meistens unter neueren Alluvialbildungen, Laven und Mooren verborgen, auch sind dieselben vom Meere umgearbeitet und von marinen Bildungen während eines höheren Meeresstandes am Schlusse der Eiszeit bedeckt, auch werden hier äolische Bildungen, Tuffsand und Flugsand vom Hochlande, in Gestalt von »móhella«, in mächtigen Lagen angetroffen. Gletscherschutt habe ich in größter Menge in Grimsnes und Tungur, sowie in Holt unter »móhella« angetroffen.

In den Tälern des Nordlandes und längs der Fjorde kommen beträchtliche Moränenmassen besonders häufig vor; dieselben sind von den Flüssen in Terrassen durchschnitten und umgelagert, sowie von den Bächen bearbeitet worden, wie z. B. am Hrútafjördur und im Vididalur. Ebenso sind die niedrigeren Gebirgsrücken zwischen den Tälern mit glazialem Schutte bedeckt, der sich ebenfalls in großen Massen über das Tiefland innerhalb des Húnafjördur ausbreitet, woselbst er jedoch durch die Tätigkeit des Meeres und der Flüsse umgelagert worden ist. Die Mündung des Vatnsdalur ist von einer alten Endmoräne gesperrt, die aus unzähligen einzelnen kleinen Hügeln, wie nebeneinander liegende Maulwurfshügel, besteht; auch haben große Bergstürze, zum Teil in historischer Zeit, zur Bildung dieser eigentümlichen Reihe von Schutthügeln beigetragen. Im Tale sind schöne Gletscherschliffe, in der Richtung auf die Moräne zu, also vom Tale nach außen, besonders zahlreich vorhanden; die Gletscherbewegung von der Gebirgsterrasse östlich vom Vididalsfjall ist auch abwärts auf die Moräne zu gerichtet gewesen, worauf die nach NNO laufenden Eisschrammen, welche mit den Gletscherschliffen des Tales konvergieren, hindeuten. In den zahlreichen Tälern des Skagafjords ist ebenfalls eine Masse glazialer Schutt vorhanden, namentlich in den kleinen Tälern auf der Halbinsel zwischen diesem Fjorde und dem Eyjafjördur; in Stifla erstreckt sich eine 60—120 m hohe Moräne quer über das Tal, mit einem See dahinter, und setzt sich mit erheblicher Mächtigkeit längs der Gebirgsabhänge

[1]) Zeitschr. der Deutsch. Geol. Gesellschaft 1886, S. 440.

in Fljót fort. Nördlich von der Mündung des Miklavatn beim Gehöft Hraun sind große Moränenhaufen mit einem See (Narfatjörn) vorhanden, auch ist das Flókadalur durch einen Moränenrücken gesperrt. Im Öxnadalur finden sich bei Hraun die früher erwähnten ungeheuer großen Haufen von Felsblöcken, welche wahrscheinlich in der Vorzeit über einen Firnhaufen herabgerollt sind, der sich lange nach der Eiszeit in einem tiefen Becken erhalten hat, ähnliche werden im Svarfadardalur und anderweitig angetroffen. Quer durch das Haupttal des Eyjafjördur zieht sich bei Hólar eine mächtige Mauer aus Moränen, und die Mündung des Nebentals Villingadalur ist ebenfalls mit mächtigen Moränen angefüllt, hinter diesen beiden Moränenmauern sind Seen vorhanden. Ebenso finden sich in den Tälern um den Eyjafjördur alte, von Flüssen durchschnittene Moränen, namentlich im Hörgártal und Fnjóskártal. Bei Mödruvellir durchbricht der Fluß Hörgá hohe Schutthügel; hier wird die Unterlage dem Basalt zunächst von einer 1—1½ m dicken Tonlage gebildet, auf welcher wiederum 5—10 m mächtige Schuttmassen, aus gerollten, abgestoßenen und geschrammten Steinen bestehend, ruhen, die wieder von Sand, mit Ton vermischt, gedeckt sind. Höher oben im Tale ruht der Schutt unmittelbar auf dem Basalt und der Ton fehlt; die eckigen, nur wenig abgerundeten Steine sind hier überwiegend, wohingegen weiter unten Rollsteine häufiger angetroffen werden. Besonders mächtig sind die losen Massen im Fnjóskártal, woselbst sich große Seitenmoränen mit erratischen Blöcken und dicke Schuttterrassen finden, die von den Flüssen bearbeitet sind. Der Schutt ist von den Gletschern der Eiszeit vom Hochlande durch die Nebentäler, namentlich Bleiksmýrardalur, das längste von diesen, hinabgeführt worden, und nahe bei der Mündung des letzteren sind ebenfalls mächtige Schuttmassen vorhanden. Nirgends sind die Moränen jedoch so umfangreich wie in der Nähe des Gehöfts Gardur, wo der Fluß Fnjóská plötzlich nach W umbiegt und die Gebirge zum Eyjafjördur durchbricht. Hier sind während der Eiszeit große Gletscher aufeinander gestoßen, der eine kam vom Fnjóskártal mit der Bewegung nach N, ein anderer bewegte sich vom Flateyjartal nach S und ein dritter von Gönguskörd nach W. Auf der Stelle, wo sie östlich von Dalsmynni einander trafen, haben sich die Moränen der drei Gletscher zu hohen Gebirgen aufgetürmt und beim Schmelzen der Gletscher das Wasser im Fjnóskártal aufgestaut, infolgedessen sich ein langer und tiefer See bildete (Kap. I).

Im Passe Ljósavatnsskard, der quer durch die Gebirge führt, haben sich größere Moränenmassen angesammelt, in welchen sich tiefe und große trichterförmige Wasserlöcher und Teiche finden, auch sind hier große erratische Blöcke allerwegen umhergestreut. Auf den Sanden bei den großen Schreitgletschern im Südlande, bilden sich, wie bereits erwähnt, ähnliche Wasserlöcher noch sehr häufig da, wo nach einem Gletscherlauf große Eisstücke liegen geblieben und geschmolzen sind; so entstehen auch tiefe Schüsseln oder trichterförmige Löcher in den Moränen, wo sich unter dem Schutte lange Zeit hindurch festes Eis erhalten hat, aber doch zuletzt geschmolzen ist; derartige Wasserpfützen kommen oft in den Moränen der Eiszeit vor, so auch im Hörgártal. Die östlich vom Bárdartal zunächst liegenden niedrigen Gebirgsarme sind ebenfalls mit altem Gletscherschutt und erratischen Blöcken gedeckt; auf Mývatnsheidi finden sich vereinzelte Rücken mit Heidekraut bewachsen, die wahrscheinlich alte Moränen sind. Im Adalreykjadalur erstreckt sich eine Reihe Schutthügel, vielleicht eine Endmoräne, quer über das Tal oberhalb von Einarstadir, und ähnliche Hügel werden ebenfalls im Laxárdalur bei Thverá angetroffen.

Auf den Hochebenen östlich von der Jökulsá ist die Oberfläche fast überall von Flugsand und »móhella« gedeckt, unter welchen stellenweise in den Klüften glazialer Schutt und erratische Blöcke sichtbar sind; selten kommen Moränen auf der Oberfläche zum Vorschein, erst weiter nördlich, z. B. im Morilludalur und Búrfellsheidi treten dieselben in größerer Menge auf. In dem langgestreckten Jökuldalur auf dem Nordostlande sind sehr

beträchtliche, zuweilen über 100 m mächtige Moränenmassen sowie zahlreiche erratische Blöcke in der Oberfläche vorhanden; solche Blöcke messen häufig 1—2 m im Durchschnitt, zuweilen auch sehr viel mehr. Außer Basaltblöcken werden auch etliche Blöcke aus Breccie und Dolerit angetroffen, und diese Blöcke müssen aus fernen Gegenden stammen. Der innere Bau der Moränenmassen ist in den vielen Durchschneidungen sichtbar, welche in diesem Tale so häufig vorkommen. Die Zusammensetzung ist ziemlich verschiedenartig und besteht aus unregelmäßig gelagerten Schuttmassen, geschrammten Blöcken, Sand, Ton und »móhella«. Im Fljótsdalur befindet sich der langgestreckte Binnensee Lagarfljót, ein Felsenbecken mit Umgebungen von gescheuertem Basalt, die Moränen spielen hier verhältnismäßig eine untergeordnete Rolle, wahrscheinlich sind dieselben während der Eiszeit von dem mächtigen Gletscher in das Meer hinausgeführt worden. In dem nahe gelegenen Skriddalur findet sich vor einem kleineren Binnensee eine vielfache, unregelmäßige Reihe von Endmoränen und in einem Seitental (Stuttidalur) sind ebenfalls mächtige Moränen quer den anderen vorhanden. In den südlicheren Tälern von Austfirdir, welche sämtlich mit halbkreisförmigen, amphitheatralisch ansteigenden Karen endigen, sind in der Regel die Moränenmassen von geringerer Bedeutung, fast sämtliches Material ist während der Eiszeit in das Meer hinausgefegt. Dagegen sind die glazialen Bildungen nördlich vom Seydisfjördur sehr bedeutend, so sind die Täler des Vopnafjord zur Hälfte mit glazialem Schutte angefüllt, den die Flüsse umgearbeitet und in welchen sie Terrassen eingegraben haben, auch sind die niedrigeren Bergrücken auf Langanes sämtlich von Moränen gedeckt. In den kleinen Tälern südlich vom Hjeradsflói, welche durch hohe Gebirge vom Fljótsdalur getrennt sind, haben lokale Gletscher beträchtliche Geschiebemassen, namentlich in Njardvík und Húsavík hinterlassen, und in den kleinen Quertälern am Lodmundarfjördur, sowie bei den Dyrfjöll sind viele Moränen und Haufen von Felsblöcken vorhanden.

Im südwestlichen Island, z. B. im Tieflande in der Nähe von Reykjavík, sowie in anderen Teilen des Landes, werden überall lose, glaziale Schuttmassen angetroffen, ohne daß dieselben gesammelt oder in größere Moränenreihen geordnet sind, obwohl diese Massen an mehreren Stellen eine erhebliche Mächtigkeit besitzen; jedoch ist hier ebensowenig wie anderswo eine nähere Untersuchung vorgenommen worden. In Kjós und am Hvalfjord bei Fossá und Saurbær vor dem Brynjudalur am letztgenannten Fjord sind ebenfalls bedeutende Moränen vorhanden. Durch die langen Täler des Borgarfjord haben die Gletscher der Eiszeit eine Masse Glazialschutt hinabgeführt. Das Skorradalur ist von einem gescheuerten Basaltrücken gesperrt und unterhalb desselben sind Moränen aufgehäuft, während sich im Tale selbst ein 15 km langer Binnensee befindet. In der Mündung der nächstgelegenen Täler, Lundareykjadalur und Flókadalur finden sich mächtige Flußterrassen, deren Schuttmassen sich namentlich außerhalb Varmalækjarmúli angesammelt haben; im Reykholtsdalur und hauptsächlich im Hvítátal durchschneiden die Flüsse dicke, von Schutt bedeckte Tonlagen. Auf dem Tieflande Mýrar sind die älteren Moränenbildungen teils von Mooren gedeckt, teils umgebildet und vom Meere während eines höheren Wasserstandes fortgeführt, und nur sehr wenige Überreste kommen an den Talmündungen und längs der steilen Gebirgsränder, welche das Tiefland umgeben, zum Vorschein. Auf Snæfellsnes werden mitunter unbedeutendere Moränenbildungen angetroffen, so im Fródárdalur, bei Máfahlid, im Lárdalur und an mehreren anderen Orten. Am Grundarfjördur und an anderen Fjorden in der Nähe sind längs der See steile Schutt-Terrassen vorhanden, deren Material hier wie auch vielfach anderswo wahrscheinlich von alten Moränen hinterlassen ist. Der große Hvammsfjördur ist während der Eiszeit von einem großen Gletscher ausgefüllt gewesen; die niedrigen Gebirge am Beginn des Fjords sind von dicken Schuttlagen bedeckt, und bei der Mündung sind auf der südlichen Seite auf Skógarströnd bedeutende Schuttmassen vor-

handen, die wahrscheinlich vom Gletscher dorthin geführt wurden. Etwas nördlicher finden sich in den kleinen Tälern auf der Klofningshalbinsel vielfach Überreste von alten Moränen, die besonders auf der ganzen nordwestlichen Halbinsel allgemein vorkommen, woselbst in jedem Tale größere und geringere Schuttmassen angetroffen werden.

Längs der nördlichen Küste der Bredebucht sind Moränenbildungen und marine Terrassen besonders zahlreich vertreten. Am Berufjördur und Króksfjördur kommen hinter den hier besonders schön entwickelten Terrassen bedeutende Moränenreste zum Vorschein. In den Fjorden zwischen Skálanes und Brjámslækur treten die glazialen Merkmale in allen möglichen Formen zutage; der Strand wird auch hier von losen Schutt-Terrassen und Strandlinien in festen Felsen begrenzt; in jedem Gebirgsabhang sind gewaltige Bergstürze sichtbar, von denen titanische Felshaufen herrühren. Die Gebirgsformen selbst legen Zeugnis von der Tätigkeit der Gletscher ab, obwohl auch später die Wassererosion am Zerstörungswerk kräftig mitgeholfen hat. Alle Fjorde sind im Innern tief, aber durch Felsrücken geschlossen, die stellenweise aus dem Meere hervorragen; die Gebirge sind niedrig und schmal nach dem Lande zu, werden aber höher und breiter in der Nähe des Meeres, zu oberst mit einem schmalen Rücken, Grat oder Kiel versehen, während die Seiten gleichsam abgeschabt oder abgehobelt sind. Die Gestalt der Gebirge erinnert an riesenhafte Boote mit den Kielen nach oben gekehrt.

Am Kollafjördur streckt sich eine Sandzunge von der östlichen Seite beim Gehöft Eyri in das Meer hinaus, dieselbe ist eine Fortsetzung eines gescheuerten Felsrückens zwischen zwei kleineren Tälern. Im nördlichsten von diesen Tälern (Kálfadalur) fand ich 1886 eine niedrige Endmoräne, welche sich in einem Bogen quer über das Tal erstreckt; weiter oben sind große Schutthaufen vorhanden. Längs des Kollafjördur finden sich zahlreiche Roches moutonnées mit den Leeseiten nach dem Fjorde hinaus und Gletscherschliffe in der Richtung des Fjords; außerdem liegen viele lose Blöcke längs der Küste zerstreut. Der Kollafjord ist von dem schmalen Kvigindisfjördur durch den 319 m hohen, gescheuerten Kletthâls getrennt. Am Kvingindisfjördur und Skálmafjördur sind deutliche Merkmale von Gletschern sichtbar, welche durch die Fjorde gegangen sind, und in den Gebirgsabhängen sind große Moränen aufgehäuft. In der Mündung des Vattardalur befindet sich ein gescheuerter Felsrücken, auf welchem eine Moräne ruht. Der Skálmafjördur und Kerlingarfjördur sind durch die ca 500 m hohe Halbinsel Múlanes getrennt, welche mit dem Festlande durch eine niedrige Zunge (30—40 m) verbunden ist. Quer über diese Zunge hat sich ein Gletscherarm bis zum Kerlingarfjördur erstreckt und sich mit dem Gletscher dieses Fjords vereinigt, welcher große Moränen in den Gebirgsabhängen hinterlassen hat. Ebenso finden sich im Vatnsfjördur viele Merkmale von der scheuernden Tätigkeit der Gletscher. Die Mündung des Tales ist durch einen gescheuerten Felsrücken mit Moränen geschlossen, hinter welchen ein tiefer See liegt; längs desselben sind große, geschrammte, erratische Blöcke und Roches moutonnées mit den Leeseiten nach dem Fjord hinaus, aber mit der Neigung nach N vorhanden, entgegengesetzt der Neigung der Basaltdecken, welche nach dem Fjorde zu abfallen.

Das flache Küstenland Bardaströnd, einstmals unter dem Meeresspiegel gelegen, besteht aller Wahrscheinlichkeit nach zum großen Teile aus Moränenmaterial, auch jetzt noch sind Überreste von Moränen in den Tälern, wie im Arnarbýlisdalur und Vadaldalur vorhanden. In der Bucht Keflavík außerhalb von Raudisandur, einem alten Kare mit der Öffnung zur Küste, findet sich eine 66 m hohe Terrasse mit geschrammten Steinen, welche eine alte, vom Meere bearbeitete Moräne zu sein scheint. In Breidavik, Örlygshöfn, Vatnsdalur und Kvigindisdalur sind Spuren von alten Endmoränen vorhanden und im Vatnsdalur befindet sich hinter den Moränen ein kleiner See. An den inneren Verzweigungen des Arnarfjord

fand ich nur wenige Moränenbildungen, die größten Schuttmassen sind in den Tälern Hokinsdalur und Mosdalur angesammelt, auch wird loser, geschrammter Schutt ebenfalls auf den Heiden angetroffen. An der nördlichen Küste des Arnarfjords finden sich bedeutende Moränen bei Lokinhamrar. An dem langen Dýrafjördur sind größere und kleinere Moränen in der Mündung eines jeden Tales vorhanden, namentlich sind die Moränen bei Sandar, Haukadalur, Hraundalur und Gerdhamrar bemerkenswert. Die Mündung des Hraundalur ist gänzlich mit mächtigen Moränen mit großen Blöcken angefüllt, und im Tale westlich von Gerdhamrar sind besonders schöne End- und Seitenmoränen sichtbar. Am Önundarfjördur werden die größten Moränen im Valthjófsdalur angetroffen. Im Súgandafjördur untersuchte ich große Moränen in zwei aufeinander stoßendeu Tälern bei Stadur; in der Mündung des nördlichen Tales sind hohe marine Terrassen vorhanden, die von einem Flusse durchbrochen sind, und hinter den Terrassen befindet sich ein alter ausgetrockneter Seeboden mit schönen Wiesen. Weiter hinauf erstrecken sich mehrere Endmoränen quer über das Tal, und hinter demselben liegen etliche kleine Seen. Die Mündung des südlichen, höher liegenden Tales ist fast ganz von mächtigen Moränen ausgefüllt, und in den kesselförmigen Vertiefungen zwischen den Schutthügeln und Felsstücken hat sich Rasen mit darunterliegenden, dicken Torfschichten gebildet. Am Skutulsfjördur finden sich in den Talmündungen Wanderblöcke, Schutt und Gletscherschliffe. Die südlichen Fjorde am Isafjardardjúp tragen ebenfalls sämtlich Spuren der Gletscher, namentlich am Hestfjördur kommen größere Moränen vor, aber im übrigen sind die Felsen an diesen Fjorden überall, wo sie aus dem Schutte hervorragen und von der Verwitterung nicht zu arg gelitten haben, gescheuert. Auf der nördlichen Seite des Isafjardardjúp sind die alten Moränenmassen namentlich bemerkenswert im Skjaldfannadalur. Nördlich von Melgraseyri erstreckt sich eine breite Schuttzunge in das Meer hinaus; oberhalb derselben finden sich zwei hohe Terrassen und hinter diesen mächtige Moränenmassen mit großen kesselförmigen Vertiefungen; hinter den Moränen ist ebenfalls ein ausgetrockneter Seeboden vorhanden. Der wasserreiche Gletscherstrom Selá, welcher durch das Tal fließt, hat augenscheinlich seinen Lauf verändert, der früher südlicher durch die Moränen und etwas nördlicher vom Gehöft Melgraseyri in die See hinausführte. Die Zunge rührt von einer alten Deltabildung her, späterhin hat der Fluß ein tieferes und kürzeres Bett abwärts an Ármúli vorbei gegraben. Nachdem, was ich vom Meere aus wahrnehmen konnte, scheinen große Moränen das Tal bei Skard auf Snæfjallaströnd auszufüllen, den Ort selbst habe ich nicht besucht. Bei Stadur in Grunnavík erstrecken sich große Endmoränen quer über das Tal, und rund um die Jökulfirdir, sowie auf der nördlichsten Spitze des Landes finden sich alte Gletschermerkmale, namentlich kommen runde Kare mit Moränen im Grunde häufig vor. Auf der langgestreckten östlichen Küste werden Gletscherschliffe, Roches moutonnées, erratische Blöcke und halbkreis- oder kesselförmige Kare besonders zahlreich angetroffen, wogegen größere Moränenmassen im nördlichen Teile seltener vorkommen, obwohl eine dünnere Decke von Gletscherschutt überall sichtbar ist. Die felsigen Küsten des großen Steingrímsfjördur sind stark gescheuert und namentlich auf der nördlichen Seite mit Gletscherschliffen, der Richtung des Fjords entsprechend, versehen; namentlich sind die Felsen auf der südwestlichen Seite bei der Vididalsá und Kálfanes stark geschrammt. Das Gebirge zwischen Steingrímsfjördur und Bjarnarfjördur ist ebenfalls in hohem Grade gescheuert und hügelig, in den Vertiefungen finden sich über 20 kleine Seen. Die Basaltdecken fallen nach SO ab, und hinter ihren steilen Rändern nach NW sind die Vertiefungen von Seen ausgefüllt.

Aus den vorangegangenen Bemerkungen über die nordwestliche Halbinsel geht hervor, daß die Spuren, welche die Eiszeit hinterlassen hat, namentlich die Moränen, sehr in die

Augen fallen. Die Halbinsel hat eine Eisdecke für sich besessen, die jedoch am Gilsfjördur und Bitrufjördur durch eine schmale Zunge mit der Gletscherwelt des Hauptlandes verbunden gewesen ist. Von der Eisdecke des Nordwestlandes haben sich größere und kleinere Eisströme in alle Täler und Fjorde hinab erstreckt. Wie ich bereits früher angedeutet habe, hat es den Anschein, daß der Hvammsfjördur einst von einem Gletscher ausgefüllt war, und daß damals die Inseln, welche in der Fjordmündung liegen, gescheuert wurden. So sind z. B. die Felsen der Insel Hrappsey geschrammt, jedoch waren die Gletscherschliffe auf dieser Insel nicht deutlich genug, um die Richtung mit Sicherheit bestimmen zu können. In den seichten Gilsfjördur hat sich wahrscheinlich ebenfalls ein Gletscher hinauserstreckt, aber wie weit derselbe ging, ist nicht bekannt. Es würde sehr interessant sein zu erfahren, ob die Inseln in der Bredebucht vor Bardastrandasýsla geschrammt sind und welche Richtung die eventuellen Schrammen hier verfolgen; diese Inseln sind noch nicht von Geologen besucht worden. Der Steingrímsfjördur ist augenscheinlich von einem Gletscher ausgefüllt gewesen und wahrscheinlich ebenfalls der Arnarfjördur, wogegen es höchst zweifelhaft ist, wie weit sich die Gletscher in den Isafjardardjúp hinaus erstreckt haben. Auf der Insel Aidey fand ich keine Eisschrammen, obwohl die Felsenknoten der Insel das Aussehen haben, als seien sie den Angriffen der Gletscher ausgesetzt gewesen. Das ganze Innere der Halbinsel bildet eine flache Hochebene mit einzelnen wellenförmigen Hügeln; diese Hochebene ist während der Eiszeit von einem zusammenhängenden Eiskuchen bedeckt gewesen, aus welchem wahrscheinlich gar keine eisfreien Nunataks hervorragten, wogegen aller Wahrscheinlichkeit nach sich viele der Randgebirge zwischen den einzelnen Eisströmen erhoben und zwischen den Schneehaufen teilweise unbedeckte Felsen zum Vorschein kamen. Die Mächtigkeit der Eisdecke auf der nordwestlichen Halbinsel kann nicht mit Sicherheit bestimmt werden, hat aber wahrscheinlich 400—500 m betragen. Die Konfiguration der Halbinsel ist während der Eiszeit im wesentlichen dieselbe gewesen wie heutzutage.

Erratische Blöcke sind auf Island sehr gewöhnlich, jedoch ist es nicht leicht durch dieselben Aufklärungen über die Bewegung und Ausbreitung der Gletscher der Eiszeit zu erlangen. Die auf weiten Strecken gleichartige Beschaffenheit der Gesteine macht es meistens unmöglich die ursprüngliche Lagerstätte der Blöcke zu entdecken. Ab und zu findet man jedoch Wanderblöcke, die eine andere petrographische Zusammensetzung besitzen als die Unterlage, auf welcher sie ruhen. So besteht, nach Helland, der große Wanderblock, Dvergasteinn am Seydisfjord (Ostland), aus Dolerit, der auf dichtem Basalt ruht. Auf dem Gebirge Strútur fand ich 700—800 m hoch mehrere erratische Blöcke aus Dolerit auf Palagonitbreccie ruhend. In Melrakkey finden sich in der Nähe von Stykkishólmur lose Blöcke aus einem eigentümlichen, sehr hellen Anorthitfelsen, der sonst nur auf der ziemlich fernen Insel Hrappsey vorkommt; demnach müssen dieselben von letzterer Insel durch Eis oder Gletscher hierher geführt sein. Auf der Jökuldalsheidi sind zahlreiche, 1—2 km große Basaltblöcke, auf Palagonitbreccie ruhend, vorhanden; südlich von Lækjarbotnar, in der Nähe von Reykjavík, kommen ebenfalls Doleritblöcke, auf Palagonitbreccie ruhend, vor, und im Bjarnafjördur auf Hornstrandir fand ich einen großen Wanderblock aus Konglomerat, der auf Basalt ruhte. An vielen Orten ist das Land gleichsam mit erratischen Blöcken übersät, so auf den Gebirgen am Langivatnsdalur in Mýrasýsla, auf den Hochebenen zwischen den Odádahraun und Skjálfandafljót, auf Langanes, nördlich vom Hofsjökull und anderweitig. Besonders häufig kommen auch große erratische Blöcke auf den nackten Hochebenen des Nordwestlandes, sowie auf den niedrigeren Gebirgsarmen vor, wie z. B. nördlich vom Steingrímsfjord, auch finden sich zahlreiche große Wanderblöcke auf dem sumpfigen Tiefland um Reykhólar, unter anderen der sogenannte Grásteinn,

welcher 3—4 m hoch ist. Im Passe zwischen dem Hestfjord und Seydisfjord (auf dem Nordwestlande) sind viele lose Dolerit- und Basaltblöcke vorhanden, auch habe ich am Hvítárvatn und an vielen anderen Orten größere und kleinere Blöcke angetroffen. Große Blöcke, die auf anderen, kleineren Steinen ruhen, werden in Island allgemein »Grettistök« genannt, weil nach dem Volksglauben sich der Held Grettir damit belustigt hat, große Steine auf eine Unterlage zu heben und andere ähnliche Kraftproben abzulegen; an derartige Steine knüpfen sich auch Sagen von Elfen, Gnomen und Riesen; so soll ein großer Block, der Hettusteinn, in der Nähe der Kirche auf dem Ingjaldshóll auf Snæfellsnes von einem Riesenweib vom Gebirge hinabgeschleudert sein; der Wurf galt der Kirche, weil die Riesin das Glockengeläute der Priester nicht leiden konnte. Ähnliche Sagen sind an verschiedene andere Wanderblöcke geknüpft.

Bei einer eingehenden geologischen Untersuchung von Island würden die erratischen Blöcke möglicherweise verschiedene Fingerzeige in einer oder der anderen Richtung geben, aber bisher sind dieselben von äußerst geringer Bedeutung für das Studium der isländischen glazialen Bildungen gewesen. Erratische Steine fremden Ursprungs, die auf eine Verbindung mit anderen Ländern während der Eiszeit hindeuten könnten, sind noch nicht auf Island angetroffen worden; einzelne Bruchstücke von Gneis, Glimmerschiefer und ähnlichem Gestein, welche man an der Strandkante vom nördlichen Island gefunden hat, sind zweifellos vom Treibeis hierher geführt worden.

Riesentöpfe, in der Jetztzeit von Flüssen, Wasserfällen oder Strömungen an der Küste hervorgerufen, sind ganz gewöhnlich auf Island, dagegen sind ältere, glaziale Riesentöpfe fast unbekannt. Vielfach habe ich bei Wasserfällen in Strömen kleinere Riesentöpfe angetroffen, so z. B. am Flusse Ellidaár, in der Nähe von Reykjavík, an der Glerá bei Akureyri, im Stödvarfjord auf dem Ostlande, bei dem Flusse Hafrafellsá, einem Nebenfluß der Skrauma im Westlande, an der Thjórsá und unzähligen anderen Orten; nirgends habe ich aber so große und schöne Riesentöpfe gesehen wie am Flusse Hítará, dicht beim Gehöft Brúarfoss. Hier entstand ein Wasserfall, indem sich der Strom durch zwei große Basaltgänge Bahn brechen mußte. In den Felsen südlich vom Flusse finden sich 30—40 große Riesentöpfe, von denen die meisten aus einer Zeit stammen, als der Wasserfall ein anderes Bett als das jetzige besaß. Diese Riesentöpfe sind schön poliert, teilweise mit Schraubengängen versehen usw.; der größte, welchen ich maß, war oval mit einer Länge von 6 Ellen, (3,8 m), 3½ Ellen (2,2 m) breit und ca 3 Ellen (1,9 m) tief. Die meisten Riesentöpfe sind jedoch mit Schutt angefüllt, daß man ihre Tiefe nicht erkennen kann. Riesentöpfe können ebenfalls durch eine starke Strömung an der Küste entstehen. Von Islands westlicher Spitze, dem Látrabjarg, erstreckt sich ein spitzer Felsrücken, Bard genannt, ins Meer hinaus. Der vorderste Teil ist fortgespült, und über den übriggebliebenen Fuß des Felsens, der nach der Aussage der Einwohner von Riesentöpfen durchlöchert sein soll, braust die Brandung mit donnerartigem Getöse. Einige dieser hier vorhandenen Riesentöpfe sollen eine Tiefe von 2 Faden (1,9 m) und darüber besitzen. An Orten, wo die jetzige Skulptur der Oberfläche an Flüssen oder an der Küste die Bildung von Riesentöpfen nicht gestattet, hat man bekanntlich in anderen Ländern, die früher mit Gletschern gedeckt waren, große Riesentöpfe angetroffen. Derartige sind auf Island nur in geringer Anzahl gefunden worden; Keilhack entdeckte fünf glaziale Riesentöpfe am Ende des Sólheimajökull in einem Basaltfelsen, der wie ein Nunatak aus dem Eise[1]) hervorragt, und Kjerulf fand bei Fossvogur in der Nähe von Reykjavík Spuren eines Riesentopfes[2]), der aber möglicherweise vom

[1]) Beiträge zur Geologie der Insel Island. S. 437.
[2]) Bidrag til Islands geognostiske Fremstilling. S. 56.

Meere gebildet sein kann. Ohne Zweifel wird man jedoch in der Zukunft manche glaziale Riesentöpfe auf Island finden, die einstweilen noch unbekannt sind, weil sie unter Schutt und Rasen verborgen liegen.

Gletscherschliffe werden auf Island sehr häufig angetroffen, wenngleich dieselben nicht so allgemein sind, wie es sich in einem so kahlen Lande vermuten ließe. Die Oberfläche des Basalts ist unter dem Einfluß des Frostes in hohem Grade zersprengt, so daß mehrere Quadratmeilen auf den Hochflächen, sowie in den Fjordlandschaften des Nordost- und Westlandes mit einem dicken Überzug von großen und kleinen, scharfkantigen Basaltbruchstücken versehen sind. Auf dem großen Hochlande, welches das Innere von Island einnimmt, werden nur selten Eisschrammen angetroffen. Der feste Felsen kommt nur stellenweise zum Vorschein und der größte Teil der Hochflächen ist von Schutt, Lavaströmen, Mooren und ähnlichen jüngeren Bildungen bedeckt; wo feste Felsen, die während der Eiszeit poliert wurden, zutage treten, sind die Schliffe meistenteils von der Winderosion verwischt worden, welche im Innern von Island vielfach eine geologische Kraft von sehr bedeutendem Einfluß ist. Palagonitbreccie und Tuff, aus welchem der größte Teil des mittelsten Island besteht, verwittern so leicht, daß sich die Friktionsschrammen nur unter ganz besonders günstigen Umständen erhalten konnten. Die deutlichsten Schliffe finden sich auf dem Basalt und namentlich auf Dolerit, der eine vortreffliche Politur annimmt. Wo Rasen und Ton kürzlich von den Felsen entfernt sind, zeigen sich letztere meistens außerordentlich schön geschliffen; Schrammen von allen Formen und Größen, von tiefen, polierten Rinnen bis zu den feinsten Strichen, die mit bloßem Auge fast nicht zu erkennen sind, werden angetroffen, alle hierher gehörigen Phänomene können auf Island wahrgenommen werden und an vielen Orten finden sich prachtvoll polierte Felsenformen, die zweifellos das Interesse vieler erregen wird, wenn erst die isländische Geologie einer systematischen, detaillierten Untersuchung unterzogen werden wird. Roches moutonnées kommen in verschiedener Größe überall auf Island, sowohl in Tälern als auch auf Hochflächen vor; auf dem Hochlande sind dieselben meistens die einzigen festen Felsen, welche aus der Schuttdecke und den Mooren hervorragen. Am Borgarfjord und Mýrar im westlichen Tiefland ragen Hunderte von Basaltrücken aus dem sumpfigen Boden hervor; alle sind geschrammt und mit mehr oder weniger deutlichen Schliffen versehen. Diese Rücken sind meistens von länglicher Gestalt, die Stoßseiten nach dem Lande, die Leeseiten dem Meere zugekehrt; das gleiche wiederholt sich in anderen Tiefländern und Talwegen. In den westlichen Fjorden kommen mit Seegras bewachsene roches moutonnés besonders häufig im Saum des Meeres vor, wogegen Gletscherschliffe selten an den Gebirgsabhängen angetroffen werden, da dieselben vom Froste zersprengt und mit Schutt und Felsstücken bedeckt sind. Die Hauptrichtung der Eisschrammen ist hier, wie anderswo in Island, dieselbe wie die der Täler und Fjorde. Ziemlich häufig zeigt es sich rund umher im Lande, daß die Schliffe der einzelnen polierten Felsknoten vom höchsten Punkte der Felsen radial auslaufen oder sich nach den hervorspringenden Rändern und Unebenheiten in verschiedenen Richtungen biegen. Breite Rücken, Kuppeln und Felsenflächen, welche den Eingang zu engen Tälern versperren, sind häufig infolge von starker Scheuerung mit tiefen Rinnen und Aushöhlungen versehen. Vor dem Skorradalsvatn erstreckt sich ein Basaltrücken quer über die Talmündung; dieser Rücken ist auf der Stoßseite von Gletschern gescheuert, während eine über 30 m hohe Moränenmasse über die Leeseite hinausgeschoben ist. In der Mündung des Vatnsdalur bei Brjámslækur auf dem Westlande ist ebenfalls vor einem Binnensee ein stark gescheuerter Basaltrücken vorhanden, und derartige Beispiele ließen sich in großer Anzahl anführen. Die Täler des Ostlandes sind meistens terrassenförmig abgeteilt, und die einzelnen Terrassen

steigen nach dem Beginn des Tales zu an; jede einzelne ist von gescheuerten Basaltdecken abgeschlossen, die hier zutage treten, während der oberste und mittelste Teil der Terrasse von Rasen, Mooren, losen Schutt- und Tonmassen bedeckt ist. Bei den Schafhäusern, dicht oberhalb des Gehöfts Thingnes am Flusse Grimsá im Borgarfjord, erstreckt sich ein großer Basaltgang mit wagerechten Säulen in den Fluß hinaus; dieser Gang hat quer zur Gletscherbewegung gestanden, so daß die Hälfte der Säulen auf der Stoßseite fortgescheuert ist. Der Gang ist 5—6 m dick und verfolgt die Richtung N 10° W. Auf der östlichen, dem Lande zugekehrten Seite ist derselbe stark gescheuert, während die Leeseite steil nach dem Flusse zu abfällt; hier finden sich zwei Systeme von Eisschrammen; die älteren Schliffe, parallel mit der Hauptbewegung des Gletschers, der einen Teil des Ganges fortgemeißelt hat, verfolgen die Richtung N 60° O, die jüngeren, feineren Schrammen die Richtung N 5° O. Die geologische Literatur über Island enthält verhältnismäßig nur sehr wenige Beobachtungen über die Richtungen der Gletscherschliffe; die meisten Reisenden begnügen sich mit allgemeinen Bemerkungen über die glazialen Verhältnisse der Insel ohne auf Einzelheiten einzugehen. Sartorius v. Waltershausen stellte 1846 Beobachtungen über Gletscherschliffe auf sehr verschiedenen Niveaus von der Küste bis zur Höhe von 2—3000 Fuß (600—900 m) an, und da er ein eifriger Gegner der Gletschertheorie war, will er nicht zugeben, daß die Schrammen von Gletschern herrühren, sondern glaubt, daß dieselben vom Treibeise während der Hebung[1]) des Landes hervorgerufen sind. Der Norweger Theodor Kjerulf, welcher bekanntlich einer der ersten und tüchtigsten Vorkämpfer der Gletschertheorie im Norden war, stellte im Jahre 1850 ziemlich viele Beobachtungen über die Richtungen der Eisschrammen in Island[2]) an, ebenso beobachtete Robert Chambers Gletscherschliffe bei Reykjavík[3]). Otto Torell (1857) und C. W. Paijkull (1865) machten verschiedene Beobachtungen, ohne jedoch vermessene Richtungen anzugeben. A. Helland, welcher auf seiner Reise 1881 besonders die glazialen Verhältnisse studierte, hat einige Beobachtungen über die Richtung der Eisschrammen im Ostlande angestellt[4]). Bei K. Keilhack finden sich ebenfalls einige Observationen über die Richtungen[5]) der Eisschrammen, die auch zugleich mit älteren Beobachtungen auf seiner geologischen Karte von Island angegeben sind. So führt Keilhack verschiedene Beobachtungen über Gletscherschliffe vom Borgarfjord, namentlich von der Gegend um den Fluß Grimsá an; die Durchschnittszahl derselben gibt die Richtung NO nach SW. An einer Stelle am Flusse Grimsá fand Keilhack zwei schön entwickelte, konvergierende Systeme von Eisschrammen[6]). Später (1891) habe ich meine Beobachtungen über die Richtung der Gletscherschliffe von den Jahren 1881—90[7]) gesammelt, und K. Grossmann hat seine Beobachtungen vom westlichen und nördlichen Island[8]), im Sommer 1892 veröffentlicht.

Auf der nachfolgenden Liste sind meine eigenen Beobachtungen über die Richtung der Gletscherschliffe in den verschiedenen Teilen des Landes angegeben. Der Übersicht wegen habe ich dieselben nach Bezirken geordnet. Um sich einen Begriff von der Verteilung der Eisschrammen betreffs der Höhe machen zu können, habe ich die Höhe über

[1]) Physisch-geographische Skizze von Island. S. 13.
[2]) Th. Kjerulf: Bidrag til Islands geognostiske Fremstilling. (Nyt Magaz. for Naturvidensk. VII, S. 56f.)
[3]) Robert Chambers: Tracings of Iceland and the Faroë Islands. Edinburgh 1856, S. 37.
[4]) Geogr. Tidskr. VI, 1882, S. 104.
[5]) Beiträge zur Geologie der Insel Island. (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Gesellsch., Bd. XXXVIII, 1886, S. 435.)
[6]) Über postglaziale Meeresablagerungen in Island. (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Gesellsch., Bd. XXXVI, 1884, S. 152f.)
[7]) Geogr. Tidskr. XI, 1891, S. 138—43.
[8]) K. Grossmann: Observations on the Glaciation of Iceland. (The Glacialists Magazine, Bd. I, London 1893, S. 33—45.)



dem Meter angegeben, mehrmals jedoch nur nach Schätzungen, in welchem Falle ich ein c. vor die Zahl gesetzt habe; die anderen Messungen sind mit dem Aneroïdbarometer ausgeführt. Die jährliche Veränderung der magnetischen Deklination in den verschiedenen Gegenden wurde natürlich berücksichtigt, auch wurde die Mißweisung mitunter durch die Bestimmung des Meridians geprüft. Es darf nicht übersehen werden, daß es stellenweise auf Island fast unmöglich ist, den Kompaß wegen der großen Unregelmäßigkeiten in Inklination und Deklination zu gebrauchen. Auf meiner geologischen Karte über Island sind die Hauptrichtungen der Bewegung des Eises angegeben.

Ort	Rechtweis. Richtung	Gestein	Höhe ü. d. M. in m	Anmerkungen
Gullbringusýsla.				
Hólmsárbrú in der Nähe von Reykjavík	N 55° W	Dolerit	78	
Lækjarbotnar	NNW	„	133	
Korpúlfsstadir	W 5° S	Basalt	27	
Fossvogur	WNW	Dolerit	1 à 2	Doleritfelsen unter Tuff.
Nauthóll	N 82° W	„	c. 10	
Effersey	N 70° W	„	5	
Skildinganeshólar	N 25° W	„	11	
Öskjuhlid	N 50° W	„	55	
Hjallar südlich von Ellidavatn	O—W	„	90	
Nördlich von Kaldársel	NW	„	130	
Brynjudalur	O—W	Basalt	c. 10	
Borgarfjardar und Mýrasýsla.				
Hvalfjördur auf der südlichen Seite des Beginns	ONO	„	c. 10	
Hvalfjördur zwischen Botn und Thyrill	N 40° O	„	c. 15	
Sturlureykir	N 80° O	„	c. 50	
Dicht östlich von Uxahryggir	N—S	Dolerit	356	
Strútur bei Kalmannstunga	N 50° O	Breccie	776	
Homrendakastali am Hvítá	N 20° O	Basalt	c. 50	
Südlich vom Stafholtsfjall am Hvítá	S 80° W	„	c. 30	
Ármotahólmi am Thverá	N 35° O	„	c. 50	
Langivatnsdalur	N—S	„	c. 180	
Valbjarnarvellir	N 55° O	„	c. 30	
Brúarfoss	WSW	„	c. 30	
Grjótháls bei Thverárhlid	N 35° O	„	202	
Saudafjall nyrdra am Eiriksjökull	N 30° O	Dolerit	545	
Nördlich von den Saudafjöll	N 65° O	„	490	
Nautavatn	N 80° O	„	540	
Thristapafell	N 60° O	Basalt	714	
Sandur	N u. NNW	Dolerit	c. 700	
Svartarhæd am Arnarvatn	N 80° O	„	618	
Skammá	N 80° W	„	565	
Nordwestlich von den Álptavötn	N 50° W	„	570	
Südwestlich vom Lyklafell	N 10° O	„	722	
Ebendaselbst	W—O	„	722	
Südlich vom Fanntófell	N 80° W	„	534	
Thverfell im Lundareykjatal	N 85° O	Basalt	310	
Fitjárdalur	SW	„	150	
Snæfellsnessýsla.				
Emmuberg, Skógarströnd	N 80° O	„	c. 40	
Stykkishólmur	O—W	„	c. 5	
Kóngsbakki	N 15° W	Dolerit	22	
Das Gebirge zwischen Vatnsheidi u. Kerlingarskard	N 5° W	Basalt	324	
Geirakot in der Nähe von Brimilsvellir	N 28° W	Olivinr. B.	42	
Keflavík nördlich vom Snæfellsjökull	N 45° W	Dolerit	c. 15	
Kambsskard	N—S	„	309	
Laugabrekka südlich vom Snæfellsjökull	N 15° W	Basalt.Lava	c. 40	
Hamrendar bei Hnausahraun	N 70° W	Glaz. Lava	c. 50	
Dalasýsla.				
Gunnarstadir am Hammsfjördur	NW	Basalt	55	
Ljáskógar am Hvammsfjördur	N 80° O	„	c. 2	

Ort	Rechtweis. Richtung	Gestein	Höhe ü. d. M. in m	Anmerkungen
Bei der Mündung der Haukadalsá	O 5° S	Basalt	c. 4	
Ólafsdalur	NW	,,	—	
Krossárvatn auf der Wasserscheide zwischen Bitrufjord und Gilsfjord	S 20° W	,,	228	
Strandasýsla.				
Arnkötludalur am Steingrimsfjord	N 65° O	,,	—	
Bæjarvötn nordöstlich vom Steingrimsfjord	N 85° O	,,	160	
Ásmundarnes am Bjarnarfjördur	N 85° O	,,	—	Besonders schöne Eisschrammen an mehreren Stellen am Fjord.
Eyvindarfjördur	NO	,,	—	Schöne Gletscherschliffe und polierte Rinnen in dichtem Basalt, von denen eine 2½ m lang, ⅓ m tief u. ⅓ m breit ist.
Drangavík	NO	,,	—	
Bardastrandarsýsla.				
Thorskafjördur, die östliche Seite dicht vor Skógar	S 41° W	,,	—	
Gufufjördur	N—S	,,	—	Roches moutonnées mit Leeseiten auswärts nach d. Fjordrichtung.
Kollafjördur vor dem Gehöft Klettur	S 10° O	,,	—	
Kletthals (zu oberst auf dem Wege)	S 40° W	Olivinr. B.	319	In einem flachen Felsen u. a. eine ⅔ m tiefe und 2–3 m breite gescheuerte Rinne.
,, (die westliche Seite)	S 15° W	Basalt	140	
Vattarfjördur (am Beginn des Fjords)	S 5° O	,,	—	
Mjóifjördur (ein Arm des Kerlingarfjördur)	S 10° O	,,	—	Mit Seegras bewachsene Felsen an der Strandkante.
Vatnsfjördur (am Wasserfall)	S 38° W	,,	c. 15	Schön polierte Basaltkuppeln mit Leeseiten gegen SSW, obwohl die Basaltbänke 4° gegen N abfallen.
Ebendaselbst	S 35° W			
Vatnsfjördur (auf der östlichen Seite des Fjords)	N—S	,,	—	Mit Seegras bewachsene Felsen an der Strandkante.
An der nördlichen Seite von Hestmúli in der Nähe von Brjámslækur	S 65° O	,,	197	
Arnarbýlisdalur in der Nähe von Hagi	SSO	,,	—	Roches moutonnées.
Kleifaheidi am Patreksfjördur	N 15° W	,,	352	
Hálfdansheidi am Bildudalur	N 60° W	,,	430	
Ebendaselbst	N 80° O		—	Feinere Schliffe die anderen kreuzend.
Isafjardarsýsla.				
Am Beginn des Arnarfjördur	S 60° W	,,	—	Ziemlich undeutliche Schrammen einige Meter über der Strandkante.
Botn im Geirthjófsfjord	O—W	,,	—	
Unterhalb Dynjandi am Arnarfjord	S 75° W	,,	—	
Botnsheidi am Súgandafjördur	O—W	,,	493	
Unterhalb Breiddalsheidi am Skutulsfjördur	NO	,,	—	
Kleifar im Hestfjord	S—N	,,	—	
Hvítanes zwischen Hestfjördur und Skötufjördur	N 5° O	,,	—	} Kreuzend.
Ebendaselbst	N 30° W	,,	—	} Kreuzend.
Skötufjördur	S—N	,,	—	
Auf der Landspitze zwischen Vatnsfjördur und Reykjarfjördur	NNW	,,	—	
Reykjarfjördur bei Geirólfsgnúp	NNO	,,	—	
Húnavatnsýsla.				
Borgarvirki	NO	,,	184	
Borgir hinter dem Vatnsdalsfjall	N 85° O	Grobk. Bas.	560	
Midfjardarháls	NNO	Basalt	240	
Skagafjardarsýsla.				
Hvalsnes, Skagi	N 45° O	,,	43	
Sjáfarborg	S—N	,,	c. 10	
Ulfsstadir	N 33° W	,,	c. 50	
Stallur bei Silfrastadir	NNW	,,	230	
Südlich von Gilhagi	N 30° W	,,	388	
8 km westlich von der Jökulsá vestri	N 5° O	Dolerit	650	
Nordnordöstlich von Illvidrahnúkar	N 45° W	,,	659	

Ort	Rechtweis. Richtung	Gestein	Höhe ü. d. M. in m	Anmerkungen
Eyjafjardarsýsla.				
Akureyri	S—N	Basalt	—	Lokale Richtungen
Am Glerá	N 77° W	„	—	
Bei Naust in der Nähe von Akureyri	N 74° W	„	—	
Gil im Eyjafjördur	S—N	„	c. 20	
Eyjafjardarbrún bei Vatnahjalli	N 5° W	„	848	
Laugaalda	N 5° W	Glazialbr.	839	
Thingeyjarsýsla.				
Herdubreidarlindir	S—N	Dolerit	460	Schöne, 8—10 cm breite und 3 cm tiefe Schliffe quer über die Wellen der Oberfläche der doleritischen Lava
Vallnafjall bei Halldórsstadir im Bárdartal	S—N	„	760	
Marteinsflæda westlich vom Odádahraun	NNO	Basalt	744	
Sellandafjall	S—N	Dolerit	1002	Roches moutonnées. Die Gletscherschliffe zum Teil von der Winderosion verwischt.
Zwischen Laxamýri und Saltvík	NW	Breccie	50	
Meidavellir in Kelduhverfi	N 22° O	Dolerit	50	
Tunguheidi südlich von Hafrafellstunga	N 13° W		c. 200	
Klif auf Axarfjardarheidi	S 87° W		c. 200	
Klapparhamar bei Brekka in Núpasveit	N 67° W		30	
Blikalón, Melrakkasljetta	NNW		12	
Raufarhöfn	N 37° W		20	
Südlich von Kollavík	N 17° O		183	
Höfdi, Langanes	N 21° W		36	
Dalahraun außerhalb Svínalækjartangi, Langanes	N 27° O		26	
Selbrekka südlich von Eydisvatn, Langanes	N 27° O		86	
Álptabotnar oberhalb Fagranes	N 72° O		215	
Westlich von Selsárvellir, Haugsöræfi	S 64° O		447	
Múlasýslur.				
Vopnafjördur	N 37° O	Basalt	20	Geschrammte Felsenkuppeln mit Leeseiten gegen NO und vielen Wanderblöcken.
Hauksstadir auf Jökuldalur	NO	„	—	
Gerade gegenüber von Fossvellir östlich von der Brücke über die Jökulsá	N 22° O	„	—	Eine schön polierte Basaltfläche mit tiefen Gletscherschliffen gegen N 22° O; die andere kreuzende Richtung (N 53° W) mit feineren, aber sehr deutlichen Schrammen.
Ebendaselbst	N 53° W	„	—	
Bei Ormastadir in Fell	N—NO	„	—	Roches moutonnées. Die Schliffe oft radial abwärts von den Felsenkuppeln.
Hólmar am Reydarfjord	W—O	„	—	An mehreren Stellen auf beiden Seiten des Reydarfjord Schliffe nach der Fjordrichtung zu, bei Sómastadir, Borgargerdi und Stadarskard.
Bei einem Steinhaufen (dys) zwischen Vadlavik und Vidfjördur	N 36° W	„		
Fjardarsel	N 50° O	„	83	
Fjardarheidi (westliche Seite)	N 14° O	„	249	
Vestdalsheidi	N 88° O	„	579	
Vestdalur	W—O	„	223	
Gildruhraun, Lodmundarfjord	W—O	„	90	
Öxi	S 57° O	„	524	
Südlich vom Laugafell	N 37° O	„	658	
Kleif im Fljótstal	N 50° O	„	98	
Egilsstadir	N 44° O	„	c. 35	
Hallormsstadir	N 40° O	„	c. 40	
Ós	N 30° O	„	c. 15	
Dalir	N 23° O	„	20	
Breidavad	N 20° O	„	30	
Berufjardardalur	S 45° O	„	45	
Fossárdalur	S 88° O	„	72	
Hamarsfjördur	S 85° O	„	1	
Hofsdalur (die Mündung)	S 86° O	„	c. 50	

Ort	Rechtweis. Richtung	Gestein	Höhe ü. d. M. in m	Anmerkungen
Skaptafellssýsla.				
Volasel in Lón	S 36° O		c. 10	
Hólar in Nes	S 47° O		c. 10	
Fagurhólsmýri in Öræfi	N—S		70	
Zwischen Björn und Hvítárholt	S 38° O	Basalt	750	
Kaldbakur	S 18° O	Dolerit	560	
Zwischen Blængur und Kriuvötn	S 2° O		545	
Nördlich von Brunavötn	S 10° O		602	
Bei Hverfisfljót östlich von Nordureyrar	S 18° O	„	588	
Laki	S 46° O	Breccie	733	
Sæmundarsker auf Landbrotsafrjettur	S 12° W	Dolerit	430	
Bei den Kanafjöll südlich vom Leidólfsfell	S 46° O	„	362	
Nordwestlich von Uxartindar	S 43° O	Breccie	618	
Búland in Skaptártunga	N—S	„	130	
Rangárvallasýsla.				
Hamýrarfjall oberhalb Barkarstadir	S 54° W	Dolerit	515	
Barkarstadir im Fljótshlid	S 50° W	Glaz.Kongl.	195	
Ebendaselbst, höher oben im Gebirge	S 45° W	Basalt	321	
Sumarlidabær in Hollt	S 32° W	„	75	
Herridarhóll	S 40° W	„	c. 80	
Höhen am Kálfholt	S 10° W	„	90	
Árnessysla.				
Skeljafjall beim Fossárdalur	N 30° O	Dolerit	—	
Unter Fossalda	SW	Basalt	—	
Bildsfellsdalur in der Nähe von Sog	N 27° W	Dolerit	—	
Hraun in Ölfus	S 20° O	„	c. 50	
Ulfljótsvatn	N—S		c. 60	
Gneistastadaholt im Flói	S 65° W	Basalt	69	
Thjótandi am Flusse Thjórsá	S 30° W	Dolerit	34	
Urridafoss	S 80° O		60	
Skálholt	S 10° O	Basalt	—	
Hávadahóll in der Nähe von Spóastadir	S 10° O	„	58	
Reykholt in Biskupstungur	S 40° W	„	—	
Zwischen Torfastadir und Austurhlid	S 50° W	Dolerit	c. 130	
Stórinúpur	S 30° O	Breccie	135	
Mosfellsheidi	N 60° O	Glaz. Br.	214	

Daß das ganze isländische Hochland mit Eis bedeckt war, beweisen die dort befindlichen Schuttmassen, die alten Grundmoränen und Eisschrammen, welche in allen möglichen Höhen über dem Meere vorkommen. Die auf den höchsten Niveaus beobachteten Schrammen, werden, wie in der Liste verzeichnet, auf dem Sellandafjall, 1002 m ü. M., angetroffen; bei einer näheren Untersuchung des Landes werden zweifellos zahlreiche Gletscherschliffe auf ebenso hohen, wenn nicht höheren Niveaus gefunden werden. Die Eisdecke hat sicherlich eine sehr bedeutende Mächtigkeit besessen, welche sich nach den geologischen Verhältnissen der Gebirge Bláfjall und Sellandafjall in der Nähe des Mývatn erraten läßt. Der oberste Teil des Sellandafjall besteht aus einer grobkörnigen, olivinreichen, gescheuerten, doleritischen Lava; der oberste Teil des Bláfjall ist aus demselben Gestein gebildet, aber die Oberfläche derselben hat noch ihre Struktur bewahrt, und auf der südlichsten Spitze des Berges findet sich ein mächtiger elliptischer Krater, der anscheinend niemals der scheuernden Tätigkeit der Gletscher ausgesetzt war. Die Höhe des Bláfjall beträgt 1225 m. Ich nehme an, daß der Krater auf dem Bláfjall präglazialen Ursprungs ist und daß derselbe mit dem obersten Teile des Berges während der Eiszeit als ein Nunatak aus dem Binnenlandeis hervorgeragt hat, infolgedessen der Dolerit auf dem Bláfjall seine Struktur bewahren konnte, während der Sellandafjall bei einer Höhe von nur 1002 m vom Eise gescheuert wurde. Die Hochebene unter dem Sellandafjall besitzt eine Höhe von ca 350 m

ü. M., demnach hat hier die Eisdecke eine Mächtigkeit von 700—800 m besessen. Die Eisschrammen auf dem Gebirge Strútur in der Nähe des Eiriksjökull beweisen, daß das Binnenlandeis an dieser Stelle eine Mächtigkeit von 500—600 m gehabt hat. Es läßt sich wohl annehmen, daß die durchschnittliche Mächtigkeit des Binnenlandeises auf dem Hochlande annähernd 1000 m betragen habe, wogegen ich kaum glaube, daß die Eisdecke auf der nordwestlichen Halbinsel dicker als 400—500 m gewesen sei. Diese abgesonderte nordwestliche Eismasse war nur wenig umfangreicher als der jetzige Vatnajökull, indem erstere nur ein Areal von etwas mehr als 9000 qkm umfaßt hat. Das Binnenlandeis auf dem Hauptlande hat zweifellos, wie auch jetzt in Grönland, eine schwache Neigung besessen; vorausgesetzt, daß die Mächtigkeit der Eisdecke am Bláfjall 800 m betragen habe und daß die Oberfläche der Kuppeln des Vatnajökull ebenfalls 800 m höher als jetzt gelegen habe, würde die Neigung doch nur gleich 0° 37′ gewesen sein. Die großen isländischen Gletscher der Jetztzeit haben im Innern häufig eine ebenso schwache Neigung, während der Abfall am Rande meistenteils bedeutend größer ist; ebenso müssen während der Eiszeit viele Randgletscher des Nordwestlandes einen erheblichen Abfall gehabt haben.

Auf der geologischen Karte ist ersichtlich, wie es sich erwarten ließe, daß die Eisschrammen hauptsächlich vom Innern des Landes abwärts nach der Küste zu divergieren. Unsere Kenntnis von den Eisschrammen ist jedoch einstweilen noch so unvollkommen, und große Landesteile, sowohl auf dem Hoch- wie Tieflande sind dermaßen von neueren Bildungen, namentlich Flugsand und Lava, bedeckt, daß die Gletscherschliffe nicht gesehen werden können, auch auf weiten Strecken infolge der Weichheit des Gesteins verwittert sind. Obwohl in einigen Teilen des Landes noch sehr wenig über Gletscherschliffe bekannt ist, liegt doch kein Grund vor nicht anzunehmen, daß die Gletscherdecke auch dort bis zur Küste hinabgereicht und ihre Arme durch Täler und Fjorde erstreckt habe. Auf dem Ostlande ist aus den Schrammen ersichtlich, daß die Gletscher je nach den Höhenverhältnissen sich sowohl abwärts durch die kleineren Fjorde und Täler, als auch hinter den hohen Gebirgen der Fjordlandschaft nach den langen Talwegen der Flüsse Jökulsá und Lagarfljót zu bewegt haben. Mit unseren jetzigen unvollkommenen Kenntnissen sind wir noch nicht imstande, Rechenschaft abzulegen in betreff der einzelnen Eisströme des Nord-, Ost- und Südlandes, während die meisten Beobachtungen von der Westküste und der nordwestlichen Halbinsel vorliegen. Das Eis hat sich abwärts durch die Täler an der Faxebucht in den Fjord hinausbewegt; im Tieflande des Borgarfjords sind zwei einander kreuzende Schrammenrichtungen sichtbar; die älteren, kräftiger entwickelten Gletscherschliffe weisen auf eine Bewegung von NO hin, während die anderen eine nördlichere Richtung haben. Einstweilen läßt es sich nicht mit Sicherheit entscheiden, inwiefern diese beiden Richtungen der Schliffe zwei verschiedenen allgemeinen Vorstößen der Gletscher oder vielleicht geringeren Veränderungen in der Bewegung der einzelnen Gletscherzungen zuzuschreiben sei. Die kreuzenden Schliffe, welche ich auf dem Nordwest- und Ostlande bemerkt habe, scheinen lokalen Ursprungs zu sein.

Der schmale Rücken von Snæfellsnes ist mit Eis bedeckt gewesen, von dem sich nach beiden Seiten Gletscher abwärts erstreckten; Reykjanes besteht aus Palagonitbreccie und ist fast gänzlich mit Lava bedeckt. Demnach läßt es sich nicht erwarten, hier zahlreiche Gletscherschliffe anzutreffen; auf doleritischer Lava habe ich indessen zwischen Keflavík und Gardur undeutliche Eisschrammen gefunden, deren Richtung sich aber nicht entziffern ließ. Ob während der Eiszeit auf Island eisfreies Land existierte, wird wohl später mit Sicherheit entschieden werden, jedoch scheint nach den gemachten Beobachtungen die Annahme berechtigt, daß das Land während der Eiszeit völlig in Eis eingehüllt gewesen sei, so daß nur ganz einzelne unbedeutende Spitzen und Kämme aus dem

Rande der Eisdecke hervorgeragt haben. Wie bereits erwähnt, glaube ich nicht an Interglazialzeiten auf Island in der Weise, daß das Land während der Eiszeit größere Zeiträume hindurch völlig oder beinahe eisfrei gewesen sei, wogegen recht erhebliche Oszillationen in der Ausbreitung der Gletscher, sowohl lokaler Natur wie über das ganze Land stattgefunden haben, so daß sich das Eis vom Tieflande zurückzog, während das Hochland die ganze Eiszeit hindurch gänzlich oder fast gänzlich vom Inlandeise gedeckt war. Infolge der nördlichen Lage mitten im Meere haben sich auf Island zweifellos schon frühzeitig, vielleicht am Schlusse vom Pliocän, auf den höchsten Gipfeln Gletscher gebildet, die sich dann allmählich ausgebreitet haben; vom Kampfe dieser ältesten Gletscher mit den Vulkanen weisen die jüngeren Abteilungen der Palagonitformation deutliche Spuren auf. Auch ist das Klima damals, gerade vor der Eiszeit, sehr regnerisch gewesen, was die fluvialen Konglomerate bezeugen, die sehr häufig sowohl unter wie über den Doleritlaven vorhanden sind.

4. Die geologische Karte von Island[1]).

Zum Schlusse will ich mir erlauben, einige erläuternde Bemerkungen über meine geologische Karte von Island hinzuzufügen, indem ich wünsche, daß die an dieselbe geknüpften Erwartungen weder zu hoch noch zu niedrig gespannt seien und daß dieselbe gerechterweise als eine geologische Übersichtskarte mit den Vorzügen und Mängeln beurteilt werde, welche die Umstände mit sich führten. Ich habe bereits früher (1902) auf Isländisch eine erläuternde Abhandlung über die Karte[2]) veröffentlicht, die jedoch der Sprache wegen deutschen Geographen und Geologen wenig zugänglich sein dürfte.

Der schwedische Geolog C. W. Paijkull gab im Jahre 1867 den ersten Anfang zu einer geologischen Karte von Island[3]) heraus. Diese in sehr kleinem Maßstab (1:1920000) angelegte Karte ist, wie es sich erwarten ließ, sehr unvollständig, da damals kaum ein zehnter Teil des Landes von Geologen, und zwar auf der Durchreise besucht war, denen der Gedanke an eine eigentliche geologische Aufnahme fern lag. Daher umfaßt die Karte nur die Umgegend von Reykjavík, das südliche Tiefland und die Südküste. In anderen Teilen des Landes sind nur einige Liparitflecke und Surtarbrandfundorte vermerkt; Lavaströme sind nach B. Gunnlaugssons topographischer Karte aufgenommen. Die glazialen Laven, welche zuerst von C. W. Paijkull erkannt waren, finden sich auf der Karte nur in der Nähe von Ok und Reykjavík, obwohl dieselben, wie bereits erwähnt, eine sehr beträchtliche Ausbreitung in der Mitte des Landes besitzen.

Als ich im Jahre 1881 meine Untersuchungsreise auf Island[4]) begann, existierte außer Paijkulls kleiner Karte keine geologische Karte von Island. In demselben Jahre bereiste A. Helland Island und gab später (1886) eine Karte über einen Teil von Vestur-Skaptafellssýsla heraus, welche jedoch nur für die Kraterreihe des Laki, die jetzt zum erstenmal in den Einzelheiten untersucht wurde, von Bedeutung ist[5]). In demselben Jahre veröffentlichte Fr. Johnstrup ebenfalls eine Spezialkarte über die vulkanischen Gegenden nordöstlich vom Mývatn[6]), an deren Vermessung und Untersuchung (im Sommer 1876) der Verfasser ebenfalls zusammen mit Johnstrup teilgenommen hatte. Im Jahre 1884 publizierte ich eine geologische Karte von der Halbinsel Reykjanes und den nächsten

1) Geological map of Iceland by Th. Thoroddsen. 2 Bl. 1:600000. Kopenhagen 1901. kr. 12.
2) Eimreidin VIII, 1902, S. 110—17.
3) Vetensk. Akad. Handlingar, Bd. VII, Nr. 1, Stockholm 1867.
4) Der Verfasser hatte jedoch bereits 1876 als Assistent an der Expedition des Prof. Johnstrup nach dem nördlichen Island teilgenommen.
5) Laki's Kratere und Lavaströme. Kristiania 1886.
6) Om de vulkanske Udbrud og Solfatarerne i det nordlige Island (Naturhist. Foreningens Festskr. 1890). Separatabdruck schon 1886 gedruckt.



Gegenden[1]) und im Jahre 1886 gab K. Keilhack seine geologische Karte über Island[2]) im Maßstabe 1:1 Mill. heraus, nachdem er im Sommer 1883 in Gemeinschaft mit C. W. Schmidt weite Strecken der isländischen Küstengegenden bereist hatte. K. Keilhack sammelte auf seiner Karte alles damals bekannte Material über die Ausbreitung der geologischen Formationen auf Island, aber noch war kaum ein Drittel des isländischen Areals von Geologen bereist worden, von denen der größte Teil sich auf Reiserouten durch bewohnte Gegenden beschränkt hatte und das Territorium außerhalb der Hauptstraßen völlig unbekannt war. Im Jahre 1885 veröffentlichte C. W. Schmidt eine Karte über die damals bekannten Liparitflecke[3]).

Die größte Schwierigkeit, welche sich einer geologischen Kartierung von Island in den Weg stellte, war der Mangel einer hinlänglich zuverlässigen topographischen Grundlage, welche sich namentlich mit Rücksicht auf das Hochland fühlbar machte, wo große Areale niemals topographisch vermessen und beträchtliche Strecken selbst nicht einmal von Menschen betreten waren. Daher mußte also eine Grundlage geschaffen werden, die einigermaßen die Topographie und Skulptur des Landes wenigstens in den Hauptzügen wiedergab. Auf meinen Reisen im innern isländischen Hochland versuchte ich, so gut die Verhältnisse es gestatteten, mit Hilfe von Theodolit und Visierkompaß den schlimmsten Mängeln abzuhelfen, indem ich von den früher trigonometrisch bestimmten Stationen an der Küste ausging. Natürlicherweise ging dabei viele kostbare Zeit für andere wissenschaftliche Arbeiten verloren; auf dem Hochlande ist die Reisezeit kurz bemessen und währt höchstens 2—2½ Monate im Jahre, auch ist die Witterung häufig sehr ungünstig, indem Regen und Nebel bisweilen wochenlang alle Vermessungsarbeiten unmöglich machen und in den höchstgelegenen Gegenden Schnee und Sandstürme hinderlich sein können. Die Teile des inneren isländischen Hochlandes, von denen ich neue oder wesentlich veränderte topographische Karten herausgegeben habe, sind folgende: 1. Odádahraun und die zunächstliegenden Gegenden[4]). 2. Das Hochland nordöstlich von der Jökulsá in Axarfjord, der nördliche Teil des Hólsfjöll und Búrfellsheidi[5]). 3. Das Hochland am Snæfell und das östliche Ende des Vatnajökull, sowie ein Teil des Südrandes dieses Gletscherareals[6]). 4. Das Hochland nördlich von Vesturskaptafellssýsla zwischen dem Skeidarárjökull und Mýrdalsjökull[7]). 5. Das Hochland nördlich von Landmannaafrjettur um die Seen Fiskivötn und Thórisvatn[8]). 6. Kjalvegur und Hvítárvatn, sowie Thjórsárdalur[9]). 7. Das Hochland nördlich vom Hofsjökull[10]), 8. Arnarvatnsheidi und Tvidægra[11]); außerdem ist die Ausdehnung der Gletscher auf der nordwestlichen Halbinsel ebenfalls verändert worden.

Während ich die verschiedenen Teile von Island besuchte, veröffentlichte ich gleichzeitig in mehreren Zeitschriften geologische Übersichtskarten über die bereisten Gegenden[12])

---

[1]) Geol. Fören. Förhandl. VII, Stockholm 1884, Taf. 5.
[2]) Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Gesellsch., Bd. XXXVIII, 1886, Taf. 8.
[3]) Ebenda, Bd. XXXVII, 1885, Taf. 30.
[4]) Pet. Mitt. 1885, Taf. 14. Andvari XII.
[5]) Geogr. Tidsskr. XIII, Taf. 3.
[6]) Ebenda, Taf. 1.
[7]) Ebenda XII, Taf. 2. Andvari XIX.
[8]) Ebenda X, Taf. 3.
[9]) Pet. Mitt. 1892, Taf. 3.
[10]) Geogr. Tidsskr. XIV, Taf. 1.
[11]) Ebenda XV, Taf. 1. Alle diese topographischen Veränderungen sind in kleinerem Maßstab auf meiner Karte von Island in The Geographical Journal, Bd. XIII, London 1899 wiedergegeben, auf welcher ebenfalls die Ausbreitung der Lavaströme angegeben ist.
[12]) Folgende geologischen Karten sind von mir veröffentlicht worden: **1884:** Gullbringu og Kjósarsýsla, Borgarfjardarsýsla und ein Teil von Árnessýsla (Geol. Fören. Förhandl., Stockholm, Taf. 5). **1885, 1888, 1891:** Odádahraun und Sudur-Thingeyjasýsla (Pet. Mitt. 1885, Taf. 14; Mitt. d. k. k. Geogr. Gesellsch., Wien 1891, Taf. 6; Bihang till Vet. Akad. Handl., Stockholm 1888, Bd. XIV, Nr. 5). **1891:** Snæfellsnes-, Mýra-

und hatte im Herbste 1898 meine Rekognoszierung des ganzen Landes nach dem ursprünglich gelegten Plane beendet. Mehrere Gegenden habe ich jedoch nur flüchtig auf der Durchreise besucht, wie einige Teile des südlichen Tieflandes und des Hochlandes westlich vom Snæfell, vom Stórisandur und Sprengisandur, ferner Fjallasveit, Skagi und Reykjaheidi, wo ich der schlechten Witterung wegen nur wenig Gelegenheit hatte mich umzusehen. Außerdem hatten sich mir während meiner Rekognoszierungs-Untersuchungen zahlreiche geologische Fragen verschiedener Art aufgedrängt, die ich ebenso näher zu beleuchten, wie einzelne Lokalitäten von größerem Interesse eingehend zu untersuchen wünschte. Es war meine Absicht gewesen, vier bis fünf Sommer auf die Ergänzungsarbeiten zu verwenden und demnach eine geologische Übersichtskarte des ganzen Landes herauszugeben. wurde aber an diesem Vorhaben durch verschiedene Umstände, meistens pekuniärer Natur. verhindert und mußte daher meine geologische Karte bereits im Jahre 1901 veröffentlichen. Hier vereinigte ich die bereits von mir publizierten Karten zu einem Ganzen und fügte zahlreiche geologische Erläuterungen nach meinen eigenen Aufzeichnungen, sowie die von älteren Geologen angestellten Beobachtungen hinzu. Ich hoffe, daß die Karte trotz unumgänglicher Mängel einen Fortschritt in der Kenntnis von Island bezeichnet, obwohl dieselbe nur als eine Rekognoszierungs- und Pionierarbeit betrachtet und demgemäß beurteilt werden darf. Die Karte bezweckt, die Grundlinien im Bau des Landes klarzulegen und. soweit es sich tun läßt, die eigentümliche Entstehungsgeschichte von Island in großen Zügen zu schildern. Ich hoffe, daß unparteiische Richter zugeben werden, daß dieses Vorhaben den Umständen nach geglückt ist. Selbstverständlich kann nicht ein einzelner in einem 100 000 qkm großen Lande, das jährlich nur drei, höchstens dreieinhalb Monate dem Reisenden zugänglich ist, jeden Fleck untersuchen, weshalb es nicht unwesentlich ist, zu wissen, welche Gegenden am meisten bereist und welche nur wenig oder gar nicht besucht sind. Man muß von der Voraussetzung ausgehen, daß die Areale, welche zwischen den Reiserouten liegen, weniger bekannt sind; wenngleich der Forscher häufig Gelegenheit hatte, dieselben von Bergen aus zu überblicken, so fehlt doch die Sicherheit in betreff der Einzelheiten. Daher füge ich eine Kartenskizze meiner Reiserouten auf Island von den Jahren 1881—98 hinzu. Eine völlig zufriedenstellende geologische Karte, wie sie von den dicht bewohnten Gegenden des Kontinents existiert, kann erst erlangt werden, nachdem die kürzlich begonnene Generalstabsvermessung von Island beendigt ist, was geraume Zeit erfordern wird. Eine systematische geologische Untersuchung Islands vonseiten des Staates würde von großem wissenschaftlichem Interesse sein, vielleicht kommt es einmal so weit; bisher hat es sich unmöglich gezeigt, die maßgebenden Behörden dafür zu gewinnen, ich habe selbst ohne das geringste Resultat viele Jahre hindurch für eine derartige Staatsuntersuchung von Island agitiert.

Zunächst will ich einige Bemerkungen über die Farben und Signaturen der Karte hinzufügen. Leider haben sich einige wenige Druckfehler bei den Farben eingeschlichen.

---

und Dalasýsla (Bihang till Vet. Akad. Handl. 1891, Bd. XVII, Nr. 2). **1892:** Das Hochland zwischen Langjökull und Vatnajökull (Pet. Mitt. 1892, Taf. 3). **1893:** Vestur-Skaptafellssýsla (Geogr. Tidskr. XII, Taf. 2). **1895:** Austur-Skaptafellssýsla und Múlasýsla (Geogr. Tidskr. XIII, Taf. 1 und Pet. Mitt. 1895, Taf. 19). **1896:** Vestfirdir (Geol. Fören. Förhandl. XVIII, Taf. 1) und Nordur-Thingeyjasýsla (Geogr. Tidskr. XIII, Taf. 3). **1897:** Eyjafjardar- und Skagafjardarsýsla und ein Teil von Húnavatnssýsla (Geogr. Tidskr. XIV, Taf. 1). **1898:** Sudurlands undirlendi (Geogr. Tidskr. XIV, Taf. 4, und Jardskjálftar á Sudurlandi 1899). **1899:** Das Hochland westlich von Langjökull und ein Teil von Húnavatnssýsla (Geogr. Tidskr. XV, Taf. 1). Geol. Kartenskizze von Landmannaafrjettur (Geol. Fören. Förhandl. XIII, S. 614). Der Fundort des Doppelspats bei Helgustadir (A. a. O. XII, S. 248; Himmel und Erde III, 1891). Die Richtung der Gletscherstreifen in Island (Geogr. Tidskr. XI, Taf. 2). Marine Ablagerungen und Strandlinien (Geogr. Tidskr. XI, Taf. 6). Hitalaug bei Torfajökull (A. a. O. XII, S. 223). Hveravellir (Ymer. Stockholm 1889, Taf. 3) usw.



die jedoch keine große Bedeutung haben[1]). Mit Basaltfarbe sind nur diejenigen Gegenden bezeichnet, welche der Basaltformation angehören, innerhalb des Gebiets der Breccieformation sind nur einzelne sehr ausgedehnte Basaltpartien hervorgehoben, im übrigen aber die unzähligen Basalteinlagerungen und Gänge fortgelassen, da ein sehr detailliertes Studium erforderlich ist, um diese auf der Karte anzugeben. Alles, was ich der sogenannten Breccieformation zuschrieb, ist mit brauner Farbe bezeichnet; dahin gehören alle älteren und jüngeren braunen und grauen Breccien und Tuffe, sowie Konglomerate mit den dazugehörigen Gängen und Einlagerungen aus Basalt und Dolerit, ferner junge Tuffe äolischen Ursprungs, hierzu müssen ebenfalls einige Breccien mit Scheuersteinen gerechnet werden, die nicht gekannt waren, als die Karte gezeichnet wurde. Die verschiedenen pliocänen, glazialen und postglazialen Bildungen innerhalb der ganzen isländischen Breccieformation zu sondern und dieselben kartographisch darzustellen ist nach unseren jetzigen Kenntnissen unmöglich, sondern muß einer fernen Zukunft vorbehalten bleiben.

Gescheuerte Dolerite nehmen auf der Karte einen beträchtlichen Platz in den Gegenden ein, wo die Breccieformation die Unterlage bildet, jedoch besitzen sie in Wirklichkeit eine viel größere Ausbreitung namentlich im Hochlande, wo dieselben von neueren losen Massen bedeckt sind; ebenso sind kleine Einlagerungen und Decken aus Dolerit, die mehrfach innerhalb der Breccieformation vorkommen, fortgelassen, da die Kenntnis der Einzelheiten und eine hinlängliche topographische Grundlage fehlen, um eine Aufnahme konsequent für das ganze Land durchzuführen. Wie ich früher angedeutet habe, sind die Liparitflecke an vielen Stellen nach dem Maßstab der Karte zu groß angegeben und bei genauerer Nachforschung wird unzweifelhaft eine bedeutend größere Anzahl Liparitgänge sowohl in der Basalt- wie Breccieformation gefunden werden. In der Zukunft wird man sicherlich ebenfalls eine größere Menge von älteren und jüngeren Kratern, warmen Quellen, sowie mehrere Fundorte für Surtarbrand, Pflanzen- und Tierversteinerungen entdecken. Selbstverständlich zeigt die Karte nur den Standpunkt unserer Kenntnisse in dem Zeitraum, während dessen dieselbe entstand.

Wo Strandlinien und alte Küstenterrassen bemerkt wurden, sind dieselben auf der Karte mit einem roten Strich angegeben. Die punktierte rote Linie (highest limit of submergence) bezeichnet dagegen auf den Tiefländern die angenommene Grenze des Meeres am Schlusse der Eiszeit. Jeder kann auf der Karte sehen, daß diese Linie hypothetisch

---

[1]) Leider sind einige wenige rote Punkte, welche Krater bezeichnen sollten, fortgefallen, so bei Geitahlid westlich von Krísuvík, jedoch sind dieselben auf meiner Karte von Reykjanes angegeben in Geol. Fören. Förhandl. VII, 1884. Die warme Quelle im Thjórsárdalur ist, wie bereits erwähnt, an einer falschen Stelle angegeben. Außerdem ist in Hreppar, östlich und nordöstlich von Hrepphólar, über ein kleines Stückchen Land, das durch eine hellgrüne Farbe als neuere lose Bildungen (Alluvium und Diluvium) bezeichnet werden sollte, die daneben befindliche dunkelgrüne Lavafarbe ausgelaufen. Daß hier ein Druckfehler vorliegt, beweist die Originalkarte in Geogr. Tidsskr. XIV, 1898, Taf. 4, sowie mein Buch »Jardskjálftar á Sudurlandi« 1899. (Auf der Karte dieses Heftes sind die Fehler verbessert). Im Sommer 1905 hat nun ein preußischer Geolog, Dr. W. v. Knebel, Island bereist und im Zentralblatt für Mineralogie 1905, Nr. 17—18 kurze Mitteilungen über seine Beobachtungen veröffentlicht. Zu seinem und meinem Unglück ist er gerade in diesen kleinen Farbenklecks geraten und hat nach Art und Weise vieler Touristen die ganze Karte danach beurteilt. Natürlich kennt er weder meine Originalkarte in »Geogr. Tidsskr.«, noch irgend etwas von dem, was ich über diese sowie andere Gegenden im südlichen Island geschrieben habe. Derselbe Reisende ergießt sich in langen Reden über eine »Geröllformation« in der Nähe von Geysir, »welche Thoroddsen als einen alten Strandwall bezeichnet hat«, und berichtet, daß er die Entdeckung gemacht habe, daß es sich hier nicht um einen Strandwall, sondern um eine Moräne handele. Hierzu bemerke ich 1., daß es mir niemals eingefallen ist, von einem Strandwall an dieser Stelle zu reden, obwohl ich zwei lange Abhandlungen über Islands Strandwälle (Geogr. Tidsskr. XI, 1892, S. 209—25; Andvari XXIX, 1904, S. 16—78) veröffentlicht habe, und 2., daß bereits K. Keilhack diese Geröllformation als Moräne erkannte. Später hat derselbe Verfasser mich im »Globus« heftig angegriffen, seine kritischen Ergüsse sind aber in solcher Form geschrieben, daß sie an dieser Stelle einer Entgegnung nicht bedürfen. Ich muß mir jedoch vorbehalten, bei Gelegenheit an einer anderen Stelle einige von W. v. Knebels zahllosen Irrtümern und Mißverständnissen zu berichtigen.

ist, da sie über neue Lavaströme geführt ist, die einer viel jüngeren Zeit angehören als der höchste Meeresstand am Schlusse der Eiszeit, und die daher nicht von spätglazialen Strandwällen gedeckt sein können. Stellenweise ist jedoch die Linie auf faktisch beobachtete alte Küstenbildungen gegründet. Höchstwahrscheinlich nehmen die neueren losen Bildungen (Diluvium und Alluvium) einen bedeutend größeren Raum auf der Karte ein, als sie, streng genommen dürften, aber in Wirklichkeit hängt es lediglich von dem subjektiven Ermessen ab, wie weit diese Farbe sich erstrecken soll, und in dieser Hinsicht können die Ansichten geteilt sein. Wollte man nach festen Grundsätzen die geologischen Formationen darstellen, wie dieselben zutage treten, so müßte diese Farbe wenigstens zwei Drittel des Landes bedecken, wodurch jedwede Darstellung des geologischen Baues von Island illusorisch werden würde. Gelb habe ich da angewandt, wo die Unterlage infolge der dieselbe überlagernden losen Massen nicht sichtbar ist, weshalb die gelbe Farbe sowohl bei mir als auch bei Paijkull und Keilhack eine größere Ausbreitung erlangt hat, als sie eigentlich sollte, da sich dieselbe über etliche Gegenden erstreckt, die nicht hinlänglich bekannt sind; jedoch ist das wenig bekannte Areal jetzt zu einem Bruchteil von dem eingeschrumpft, was es früher gewesen ist. Vielfach wird es sich zeigen, daß aus den losen Massen Doleritlaven, die bisher nicht gefunden sind, und stellenweise vielleicht ebenfalls Breccie- oder Basaltfelsen zutage kommen werden. In dem Maße, wie sich unsere Kenntnisse von dem inneren isländischen Hochlande vermehren, wird sich auch die Kenntnis von dem unter den losen Bildungen liegenden Felsen erweitern. Jeder Geolog, der die weniger bekannten Teile des Hochlandes besucht, wird bessere Aufklärungen über das Verhältnis der Gesteine zueinander, sowie deren Ausbreitung erteilen können, aber das Bild wird in der Gesamtheit dasselbe bleiben, wenn auch einige Einzelheiten verändert und verbessert werden.

Druckfehler und Berichtigungen.

Seite 23, Zeile 9: lies Kúdafljót statt Küdafljót
„ 62, „ 53: „ Fellssel statt Fellssell
„ 65, „ 47: „ Byrgi statt Ýyrgi
„ 73, „ 40: „ Sigurdarstadir statt Sigurdarstardir
„ 101, „ 2: „ Thingeyrasandur st. Thingeyjarsandur
„ 101, „ 43: „ Olafsfjördur statt Olafsjördur
„ 133, „ 34: „ Sudurá statt Surdurá
„ 137, „ 14: „ Torfajökull statt Torfájökull
Seite 225, Zeile 34: lies Hrútafjördur statt Hrúdarfjördur
„ 268, „ 5: „ Hvituskridur st. Hvitnskridur
„ 285, „ 2: „ Hördudalur statt Hörludalur
„ 285, „ 2: „ Hólsfjall statt Hófsfjall
„ 285, „ 42: „ Drápuhlidarfjall statt Drápuhlidorfjall
„ 329, „ 29: „ Fnjóskártal statt Fjnóskártal
„ 331, „ 26: „ Hamrendakastali statt Homrendakastali.

Namen- und Sachregister.

(Nach lateinischem Alphabet geordnet.)

Die Personennamen sind gesperrt gedruckt.

A.

B.

H.

L.

M.

N.

O.

P.

Q.

R.

S.

T.

U.

V.

Druck von Justus Perthes in Gotha.

GEOLOGISCHE KARTE VON ISLAND

von Th. Thoroddsen.

1 : 750.000

Dänische Meilen

Kilometer

Höhen in Meter.

Erklärungen:

- Basalt
- Liparit u. Granophyr
- Palagonitbreccien-tuffe u. Konglomerate
- Gabbro
- Pliocän
- Doleritlava (vorglazial u. glazial)
- Nachglaziale Basaltlava
- Nachglaziale Liparitlava
- Vulkanische Asche, Flugsand
- Diluviale u. alluviale Ablagerungen im Hochland
- " " " " in den Tälern u. im Niederland
- Sande
- Gletscher
- Lignit
- Fossile Pflanzen
- " Muscheln
- Gehobener Strand
- Höchste Grenze der Senkung
- Gletscherstreifen
- Heisse Quellen
- Solfataren
- Mineralquellen
- Vulkane aus Tuff u. Lava
- Lavakegel
- Glaziale Vulkane
- Glaziale u. rezente Vulkane
- Kraterreihen

Westl. Länge 19° v. Greenwich.

GOTHA: JUSTUS PERTHES
1906.

C. Schmidt.

DIE
BRUCHLINIEN ISLANDS
von
Th. Thoroddsen.

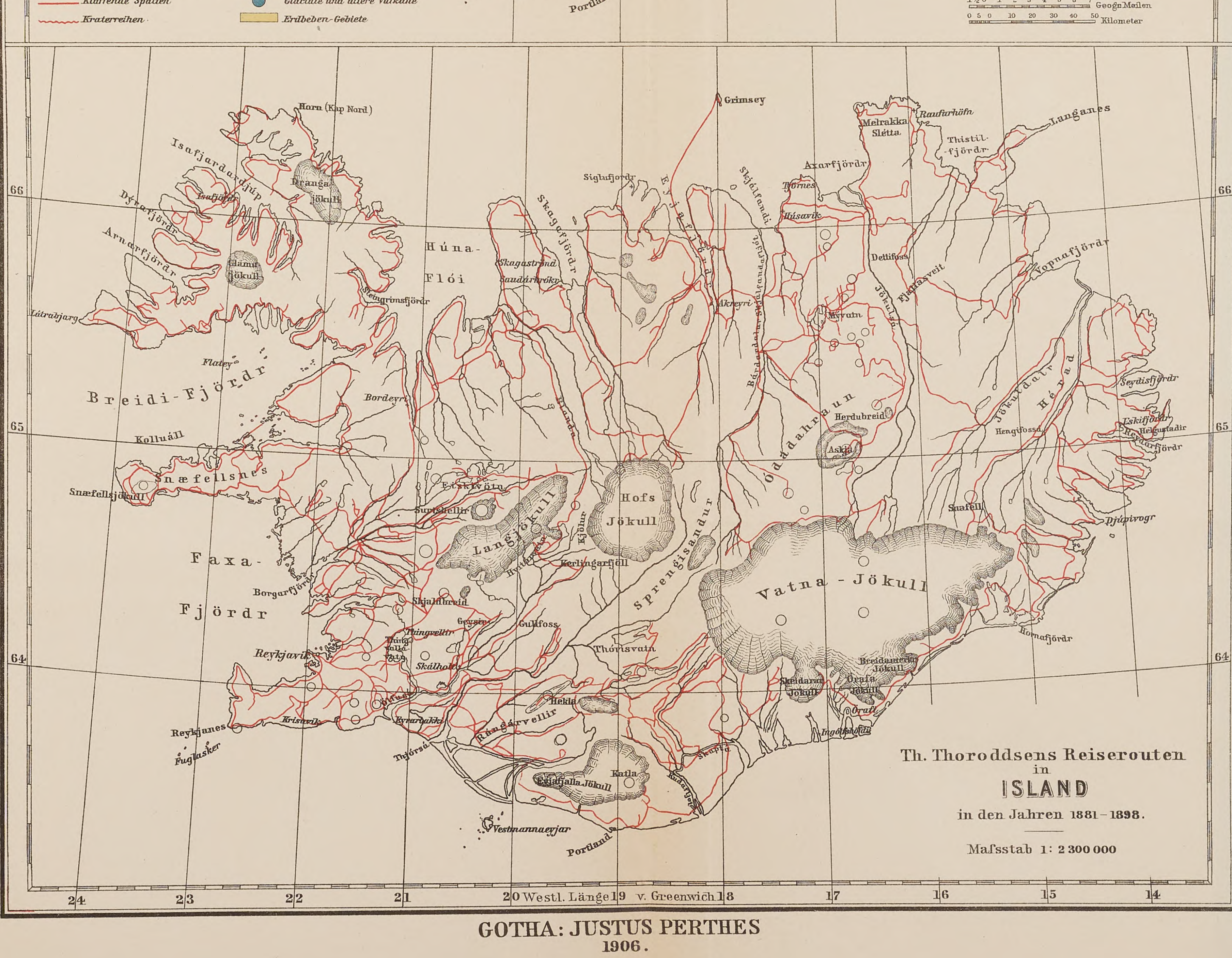
Maſsstab 1: 2 300 000

Erklärung:

- Bruchlinien und Verwerfungen
- Klaffende Spalten
- Kraterreihen
- Grössere, postglaciale Vulkane
- Glaciale und ältere Vulkane
- Erdbeben-Gebiete

Breidi-Fjördr · Faxa-Fjördr · Húna-Flói · Vatna-Jökull · Hofs Jökull · Langjökull · Ódádahraun · Sprengisandur · Reykjavik · Reykjanes · Snæfellsnes · Grimsey · Langanes · Horn (Kap Nord) · Hekla · Katla · Askja · Mývatn · Akreyri · Snæfell · Vestmannaeyjar · Portland

20 Westl. Länge 19 v. Greenwich 18



GOTHA: JUSTUS PERTHES
1906.

